

PIOTR CZUBŁA

Eratyki fennoskandzkie w osadach glacjalnych Polski i ich znaczenie badawcze



WYDAWNICTWO
UNIwersYTETU
ŁÓDZKIEGO

Eratyki fennoskandzkie
w osadach glacialnych
Polski i ich znaczenie
badawcze



WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO

PIOTR CZUBŁA

Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze

 WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO

ŁÓDŹ 2015

Piotr Czubla – Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych
Instytut Nauk o Ziemi, Pracownia Geologii, 90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88

RECENZENT

Jan Dzierżek

REDAKCJA TECHNICZNA I SKŁAD KOMPUTEROWY

Aleksandra Retkiewicz

KOREKTA

Paweł Czubla

OPRACOWANIE GRAFICZNE

Piotr Czubla

PROJEKT OKŁADKI

Stämpfli Polska Sp. z o.o.

Na okładce wykorzystano fotografie autorstwa Olafa i Piotra Czubli

Wydrukowane z gotowych materiałów dostarczonych do Wydawnictwa UŁ
przez Wydział Nauk Geograficznych

© Copyright by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2015

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
Wydanie I. W.06918.15.0.M

Ark. druk. 21,125

ISBN 978-83-7969-675-8 (wersja papierowa)
ISBN 978-83-7969-676-5 (wersja online)

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
90-131 Łódź, ul. Lindleya 8
www.wydawnictwo.uni.lodz.pl
e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl
tel. (42) 665 58 63, faks (42) 665 58 62

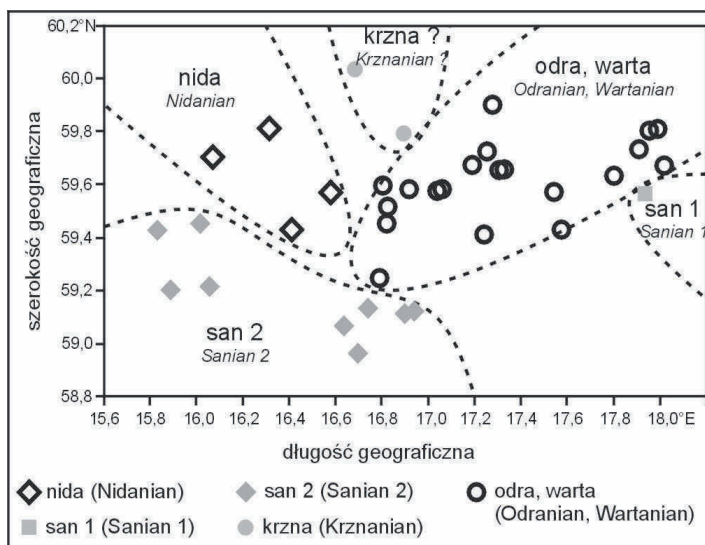
Druk i oprawa: Quick Druk

Pamięci mojego ojca Czesława

SPIS TREŚCI

1. WSTĘP.....	7
2. CELE BADAŃ.....	9
3. ZAGADNIENIA TERMINOLOGICZNE.....	12
4. METODYKA BADAŃ.....	19
4.1. Stanowiska badawcze.....	19
4.2. Litologia opróbowywanych osadów.....	22
4.3. Frakcja badanego materiału i wielkość próby.....	24
4.4. Pobór próby w terenie.....	25
4.5. Analizy laboratoryjne.....	26
4.6. Opracowanie kameralne wyników badań.....	30
5. METODY INTERPRETACJI I PREZENTACJI WYNIKÓW BADAŃ ERATYKÓW.....	35
6. RUCH LODOWCÓW I ŁĄDOŁODÓW.....	53
6.1. Płynięcie deformacyjne.....	53
6.2. Ślizg denny.....	55
6.3. Deformacje luźnego podłoża.....	58
6.4. Szarże lodowe.....	59
6.5. Prędkość ruchu lodowców.....	60
7. STRUMIENIE LODOWE.....	66
7.1. Czynniki warunkujące rozwój i dynamikę strumieni lodowych.....	67
7.2. Klasyfikacja i identyfikacja strumieni lodowych.....	69
7.3. Osady strumieni lodowych.....	74
7.4. Strumienie lodowe w Polsce.....	76
8. PROCESY EROZYJNE JAKO ŹRÓDŁO MATERIAŁU MORENOWEGO.....	82
8.1. Erozja glacialna.....	82
8.2. Abrazja.....	83
8.3. Detrakcja.....	88
8.4. Erozja fluwioglacialna.....	91
8.5. Wietrzenie i jego potencjalny wpływ na skład materiału pobieranego przez lodowce....	93
8.6. Procesy fluwialne, brzegowe, stokowe i ich wpływ na skład materiału morenowego....	94
8.7. Reżim termiczny.....	98
8.8. Reżim termiczny a erozja.....	99
8.9. Mechanizmy włączania materiału w lód.....	104
8.10. Kry glacialne i porwaki.....	106
8.11. Rozkład przestrzenny i czasowy erozji.....	107

9. TRANSPORT ERATYKÓW	113
9.1. Transport glacialny	114
9.2. Facje w lodowcach i lądolodach (kriofacje)	118
9.3. Transport fluwioglacialny	121
9.4. Długość transportu glacialnego	122
9.5. Długość transportu a frakcja i kształt ziaren	125
10. ERATYKI WSKAŹNIKOWE – PRZEWODNIE I POMOCNICZE	127
10.1. Eratyki z Ångermanlandu i krain przyległych – północna Szwecja	134
10.2. Zatoka Botnicka i Wyspy Alandzkie	139
10.3. Południowa Finlandia i wyspa Hogland (Rosja)	147
10.4. Dalarna i Värmland – środkowa Szwecja	154
10.5. Uppland i Södermanland – środkowo-wschodnia Szwecja	168
10.6. Dno środkowego Bałtyku włącznie z wyspami Szwecji i Estonii	175
10.7. Południowa Szwecja – Småland, Blekinge i Skania	192
10.8. Zachodnia Szwecja i wschodnia Norwegia	206
10.9. Bornholm i dno zachodniego Bałtyku	208
10.10. Dno południowego Bałtyku	215
11. WACHLARZE ROZRZUTU ERATYKÓW	219
12. WIETRZENIE GLIN LODOWCOWYCH I JEGO WPŁYW NA BADANIA ERATYKÓW	226
13. WYKORZYSTANIE ANALIZ ERATYKÓW W GEOLOGII ZŁOŻOWEJ	233
14. ANALIZA STATYSTYCZNA SKŁADU PETROGRAFICZNEGO OSADÓW GLACJALNYCH	238
14.1. Polska Środkowa i wschodnia Wielkopolska	250
14.2. Kujawy	259
14.3. Pomorze i Powiśle	259
14.4. Podlasie i Lubelszczyzna	263
15. PODSUMOWANIE WYNIKÓW	265
15.1. Metody badań eratyków w osadach glacialnych	265
15.2. Metodyka badań a korelacja i rozróżnianie różnowiekowych osadów glacialnych	266
15.3. Rezultaty analizy statystycznej	267
15.4. Rozmieszczenie eratyków wskaźnikowych	268
15.5. Eratyki a model strumieniowy lądolodu	270
15.6. Wybrane koncepcje glaciologiczne w świetle badań eratyków	271
16. WNIOSKI	273
17. LITERATURA	275
18. SPIS RYSUNKÓW, FOTOGRAFII I TABEL	318
19. FENNOSCANDIAN ERRATICS IN GLACIAL SEDIMENTS OF POLAND AND THEIR RESEARCH SIGNIFICANCE (SUMMARY)	323
20. LIST OF FIGURES, PHOTOS AND TABLES	331



Rys. 5.3. Teoretyczne ośrodki głazowe w Polsce Środkowej z zasięgami pól przypisanych do poszczególnych nasunięć lądolodu (Czubla, 2001; Czubla i in., 2012); stratygrafia zmodyfikowana w oparciu o nowe badania (Balwierz i in., 2006, 2008; Ber i in., 2007; Lindner i Marks, 2012)

Figure 5.3. Theoretical boulder centers (TBC) calculated for glacial tills of central Poland – Czubla, 2001; Czubla et al., 2013a; stratigraphy modified on the basis of new research (Balwierz et al., 2006, 2008; Ber et al., 2007; Lindner & Marks, 2012)

Po negatywnych wynikach analizy teoretycznych ośrodków głazowych z uwzględnieniem rozszerzonego zestawu skał osadowych włącznie z węglanowymi (Czubla, 2001), autor ograniczył wykorzystywanie tych najmniej wiarygodnych skał w obliczeniach TCG. Jedynie dla celów porównawczych wyliczone zostały wskaźniki bazujące na zespołach eratyków rozszerzonych o wybrane skały osadowe. Procedura stosowana przez Vinxa i in. (1997) i zaadaptowana pierwotnie przez autora (Czubla, 1999a, 2001), polegała na zaokrągleniu liczby wybranych skał pomocniczych w próbce do pełnych dziesiątek, ale tylko w górę i następnie uwzględnieniu w obliczeniach TCG otrzymanej liczby dziesiątek zamiast rzeczywistej liczby eratyków. W ten sposób mała wpływ pospolitych skał osadowych o rozległych wychodniach (wapienie paleoporellowe, beyrichiowe, czerwone wapienie ordowiku, dolomity, piaskowce Old-Redu, piaskowce skolitusowe i czerwone piaskowce kambryjskie) na położenie TCG. Jest to jednak procedura metodycznie błędna (pomijając nawet kwestię wątpliwej wartości przewodniej wymienionych skał – patrz rozdz. 10), bo przypisuje taką samą wagę jednemu i dziesięciu ziarnom skały pomocniczej, ale już jedenaście ziaren miałyby wagę dwukrotnie większą. Podjęta przez autora próba korekty tej metody, polegająca na przypisywaniu pomocniczym skałom osadowym dziesięciokrotnie mniejszej wagi niż typowym skałom przewodnim (akceptująca wartości ułamkowe, np. 27 klastów dolomitów było równoważne 2,7 ziarna typowej skały przewodniej, np. brunatnego porfiru bałtyckiego) nie przyniosła zadowalających rezultatów. W odniesieniu do terytorium Polski pomysł szerszego uwzględnienia w badaniach eratyków osadowych skał

pomocniczych z basenu Bałtyku (Smed, 1997, 2000, 2002, 2010) wydaje się zatem niecelowy. W zasadzie każdy lądolód nasuwający się z północy na terytorium naszego kraju musiał przekroczyć wychodnie paleozoicznych skał osadowych, wyściełających niekę Bałtyku. W związku z tym obecność określonego typu skały, np. czerwonego piaskowca bałtyckiego informuje wyłącznie o przekroczeniu jego wychodni, ale czy miało to miejsce w pobliżu Wysp Alandzkich, czy na południowy zachód od Olandii i tak pozostaje pytaniem otwartym. Na dodatek centralne punkty wychodni skał pomocniczych (nieślusownie nazywanych przez Smeda statystycznymi – 2002) zostały zaproponowane dość dowolnie, np. centrum wychodni czerwonych piaskowców bałtyckich miało by się znaleźć tuż na południe od Wysp Alandzkich (Smed, 2002), a według Lipki (2011) nawet na obszarze Botniku Południowego. Nowe metody badawcze powinny z założenia prowadzić do obiektywizacji wyników i wniosków; tymczasem Smed (2002) proponuje dwa punkty centralne wychodni wapieni beyrichiowych, a czerwonym granitom ze Smålandu przypisać aż trzy punkty do wyboru (subiektywnego?) przez badacza.

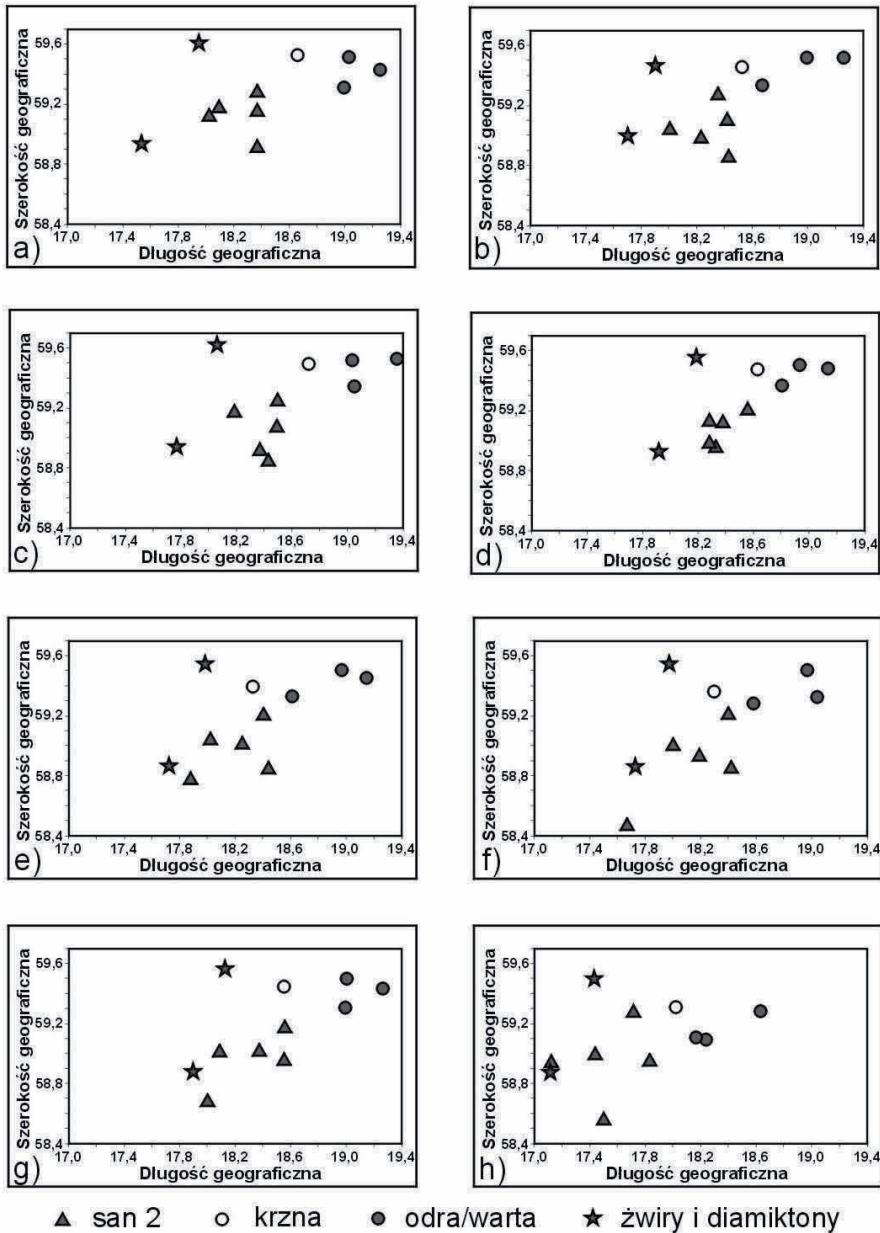
Obliczenia teoretycznych ośrodków głazowych (TCG) przy użyciu metody Lüttiga (1958) wymagają umiejętności rozpoznawania stu kilkudziesięciu skał przewodnich. Jednak tylko około 40 spośród nich występuje dość często w osadach glacialnych Polski. W związku z tym autor podjął próbę uproszczenia procedury badawczej poprzez eliminację rzadkich typów eratyków przewodnich i oparcie się tylko na tych, które mają największy wpływ na położenie TCG. W tym celu zostało przetestowanych osiem autorskich zestawów eratyków, które stanowiły podstawę do obliczenia testowych teoretycznych ośrodków głazowych, opisywanych jako TCG-W1 do TCG-W8 (tab. 5.4). Ostatni z proponowanych testowych TCG (TCG-W8) jest bardzo zbliżony do wykorzystywanego w dawniejszych opracowaniach autora standardowego TCG, bazującego na skałach krystalicznych i wybranych skałach okruchowych (m.in. Czubla, 2001). Różnica polega na pominięciu w obliczeniach TCG-W8 piaskowców Dala i kwarcytów Västervik. Włącznie ze wspomnianymi wcześniej „tradycyjnymi” metodami, obliczenia teoretycznych ośrodków głazowych wykonano w szesnastu wariantach.

Analiza rozmieszczenia teoretycznych ośrodków głazowych obliczonych w oparciu o różne założenia metodyczne pozwala wskazać warianty najbardziej skuteczne w różnieniu różnowiekowych osadów. Na obszarze Polski Wschodniej gliny zlodowaceń san 2 i odra/warta różnią się głównie zawartością skał alandzkich, dalarneńskich i południowoszwedzkich (patrz rozdz. 14). Pozostałe eratyki przewodnie odgrywają mniejszą rolę. W związku z tym różnice w rozmieszczeniu teoretycznych ośrodków głazowych okazały się najwyraźniejsze w wariantach TCG-W1, TCG-W3, TCG-W4 i TCG-W5 (rys. 5.4). Wykresy bazujące na wszystkich krystalicznych eratykach przewodnich, rozdobywane stopniowo – najpierw o przewodnie piaskowce, a następnie o pomocnicze skały osadowe okruchowe i węglanowe okazały się mniej czytelne. Zauważalny jest również wzrost rozproszenia wyników wraz z rosnącą liczbą typów uwzględnianych w obliczeniach skał pomocniczych. Przetestowano również wybiórcze TCG (*Auswahl TGZ* – Groetzner, 1972). Wyniki dla prób z Polski Wschodniej okazały się nieco czytelniejsze niż przeanalizowane w trakcie badań w Polsce Środkowej (Czubla, 1999a, 2001), ale nadal mniej przejrzyste od autorskich wariantów TCG-W1 i TCG-W3 – TCG-W5.

Tabela 5.4. Rodzaje skał przewodnich wykorzystane do obliczeń testowych teoretycznych ośrodków głazowych

Table 5.4. Indicator rocks types used to calculate experimental theoretical boulder centers (TBC)

Testowe TCG	Uwzględnione w obliczeniach testowych TCG eratyki przewodnie
TCG-W1	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi alandzki, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity Filipstad, Filipstad (S-odmiana), Hammer, Vang, Uthammar, Vânevik, czerwone granity Småland, Vislanda, pyterlit alandzki lub Nystad, ignimbryty Rännås, Blyberg, Orrlok, kullait, porfiry Åsen, bałtycki brunatny i czerwony, Blyberg, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna, Emarp, Fagerhult, Lönneberga, Glöte, Heden, Hogland, porfir i ignimbryt Klittberg, porfiry Kåttilla, Mälar, Månsta, Nymala, Påskallavik, Sjögelö, Tadsjöborg, Venjan, botnickie, porfiry i ignimbryty z Dalarna, porfiry i ignimbryty Småland
TCG-W2	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity Sala, Uppsala, Vänge, Arnö, Uthammar, Vânevik, czerwone granity Småland, Vislanda, pyterlit alandzki lub Nystad, ignimbryty Rännås, Blyberg, Orrlok, porfiry bałtycki brunatny i czerwony, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna, Venjan
TCG-W3	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity Vânevik, czerwone granity Småland, Vislanda, pyterlit alandzki lub Nystad, porfiry bałtycki brunatny i czerwony, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna, Kåttilla, Venjan
TCG-W4	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity sztockholmski, Uppsala, Vänge, Arnö, Vânevik, czerwone granity Småland, Vislanda, pyterlit alandzki lub Nystad, porfiry bałtycki brunatny i czerwony, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna
TCG-W5	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity Sala, Uppsala, Vänge, Arnö, Vânevik, czerwone granity Småland, Vislanda, porfiry bałtycki brunatny i czerwony, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna
TCG-W6	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity Sala, Uppsala, Vänge, Arnö, Vânevik, czerwone granity Småland, Vislanda, porfiry bałtycki brunatny i czerwony, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna, piaskowiec Tessini
TCG-W7	Granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity czerwone Småland, Vislanda, porfiry bałtycki brunatny i czerwony, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna
TCG-W8	Amfibolity z granatami, bazalt ze Skanii, diabazy Åsby, Kinne, diabaz i melafir Öje, diabaz melafirowy (melafir) bałtycki, sjenitoporfir bałtycki, gnejsy bornholmskie, granity alandzki, Haga, Kôkar, rapakiwi, granit aplitowy alandzki i granitoporfir alandzki, alandzki porfir kwarcowy, granity Ytö, Bohuslän, Filipstad, Filipstad (S-odmiana), Flivik, Garberg, Graversfors brunatny i czerwony, Östgöta, Hammer, Vang, granit i granitoporfir Rödö, porfir kwarcowy Rödö, granity Järna, Karlshamn, Kinda, Kristinehamn, Marianelund, Perniö, rapakiwi Nystad, pyterlit Nystad, szary granodioryt Nystad, rapakiwi Rödö, granity Rätan, Revsund, Björna, Sala, Siljan, rapakiwi Siljan, granity Spinkamåla (Halen), sztockholmski, Uppsala, Vänge, Arnö, Uthammar, Vânevik, Växjö różowy i szary, Virbo, granit i granitognejs Ångermanland, granity Småland czerwone, Vislanda, Barnarp (trójkolorowy), pyterlit alandzki lub Nystad, sjenit Vaggeryd, ignimbryty Rännås, Blyberg, Orrlok, kullait, porfiry Åsen, bałtycki brunatny i czerwony, Blyberg, Bredvad, czerwony Grönklitt, szary z Dalarna, Emarp, Fagerhult, Lönneberga, Glöte, Heden, Hogland, porfir i ignimbryt Klittberg, porfiry Kåttilla, Mälar, Månsta, Nymala, Påskallavik, Sjögelö, skały (porfir, granit, granitoporfir i sjenit) Ragunda, porfiry Särna, Tadsjöborg, Venjan, botnickie, porfiry i ignimbryty z Dalarna, porfiry i ignimbryty Småland, tinguait Särna, piaskowiec i zlepieńiec Digeberga, piaskowiec Hardeberga, piaskowiec Kalmarsund, piaskowiec Tessini



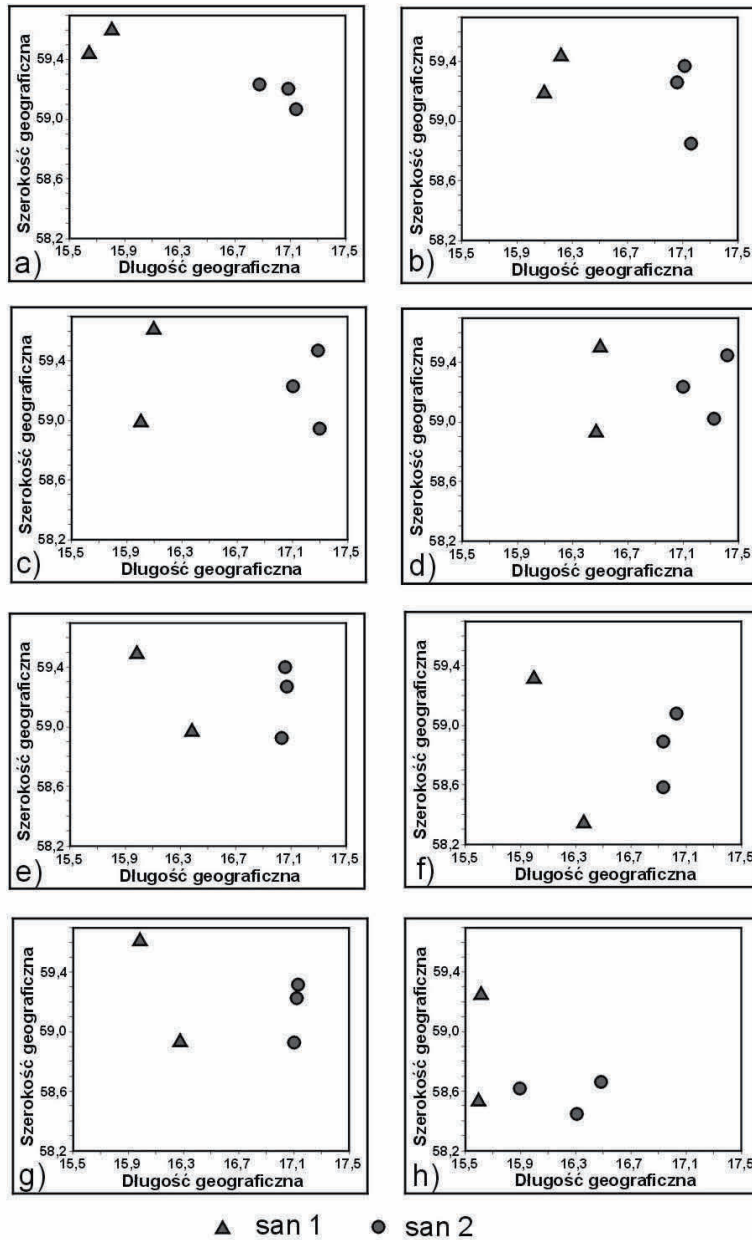
Rys. 5.4. Położenie testowych teoretycznych ośrodków głazowych wyznaczonych dla osadów ze stanowisk w Polsce Wschodniej: a) TCG-W1, b) TCG-W2, c) TCG-W3, d) TCG-W4, e) TCG-W5, f) TCG-W6, g) TCG-W7, h) TCG-W8

Figure 5.4. Experimental theoretical boulder centers calculated for glacial deposits in Eastern Poland:
a) TCG-W1, b) TCG-W2, c) TCG-W3, d) TCG-W4, e) TCG-W5, f) TCG-W6, g) TCG-W7, h) TCG-W8

Nieco inaczej różnice pomiędzy różnowiekowymi osadami glacialnymi rozkładają się na obszarze Polski Środkowej. Na wykresie zbiorczym (rys. 5.3) odmienność położenia TCG dla osadów glacialnych zlodowaceń san 2 i odra/warta zaznacza się bardzo wyraźnie. Teoretyczne ośrodki gławowe przedstawione na wspomnianym wykresie zostały obliczone w oparciu o pełny zestaw skał przewodnych. Ograniczenie liczby eratyków przewodnych wykorzystywanych do obliczania TCG (TCG-W1 – TCG-W7) spowodowało częściowe nałożenie na siebie na wykresie pól odpowiadających poszczególnym zlodowaceniom. Jedynie TCG-W8, czyli wersja najbliższa zaprezentowanej pierwotnie przez Lüttiga (1958) pozwala jednoznacznie odróżniać omawiane osady. Wskaźniki Groetznera (*op. cit.*) również dały słaby wynik, a co ciekawe wszystkie 4 sprawdzone wersje (piąta różniła się od jednej z nich tylko doliczaniem skał norweskich, które w Polsce są prawie nieobecne i dlatego została pominięta) mają prawie identyczny obraz graficzny. Oznacza to, że w przypadku Polski Środkowej różne metody wyznaczania TCG przynoszą pozytywny efekt, ale najlepsze są te, w których uwzględniana jest możliwie największa liczba typów skał przewodnych. Dalsze poszerzanie listy eratyków uwzględnianych w obliczeniach TCG o skały pomocnicze (wybrane skały węglanowe i okrucowe) nie przynosi już korzystnych efektów. Dowiodły tego testy kontrolne przeprowadzone w oparciu o próby pobrane w odkrywcę KWB Bełchatów i w innych odsłonięciach Polski Środkowej (Czubla, 2001).

Powyższe wyniki wskazują, że do odróżniania osadów zlodowaceń san 2 i odra/warta można skorzystać ze zredukowanej liczby skał przewodnych, tj. skał alandzkich, botnickich, bałtyckich, dalarnańskich, smalandzkich i bornholmskich (TCG-W1). Co prawda dla Polski Środkowej wynik będzie trochę słabszy, aniżeli pozyskany z wykorzystaniem wszystkich skał przewodnych, ale ta uproszczona wersja obliczeń pozwoli zrezygnować z rozpoznawania części eratyków wskaźnikowych, mających niewielki wpływ na rezultat badań. Warto jednak zauważyć, że najlepszy wynik testowego TCG dotyczył wskaźnika wyznaczonego w oparciu o nadal dość wysoką liczbę typów eratyków (TCG-W1). Dalsza redukcja liczby wykorzystywanych typów skał (TCG-W2 – TCG-W7) wpłynęła negatywnie na przejrzystość wyników. Oznacza to, że znaczące skrócenie i uproszczenie procedury badawczej obniża wiarygodność analiz osadów glacialnych tą metodą. Być może przynajmniej częściowo odpowiada za to spadek liczebności zespołów eratyków po odrzuceniu części typów skał. Można byłoby temu zaradzić poprzez zwiększony pobór eratyków (np. 1 500 zamiast 1 000 eratyków w próbce), ale wymagałoby to dodatkowych prac terenowych.

Różnica pomiędzy osadami glacialnymi zlodowaceń kompleksu południowopolskiego (san 1 i san 2) na Dolnym Śląsku zaznaczyła się najlepiej na wykresie TCG-W1, nieco słabsze wyniki dało wykorzystanie zestawów skał TCG-W2, TCG-W3, TCG-W5, TCG-W6 i TCG-W7 (rys. 5.5). Zdecydowanie najślabiej prezentują się wyniki analizy wykorzystujące wszystkie przewodnie eratyki krystaliczne, włącznie z wersjami uzupełnionymi o skały osadowe. Mało czytelny jest również wariant TCG-W4, TCG-W8, zaś wszystkie wskaźniki Groetznera dają wynik niewiele lepszy od uzyskanego tradycyjną metodą Lüttiga z wcześniejszymi usprawnieniami.

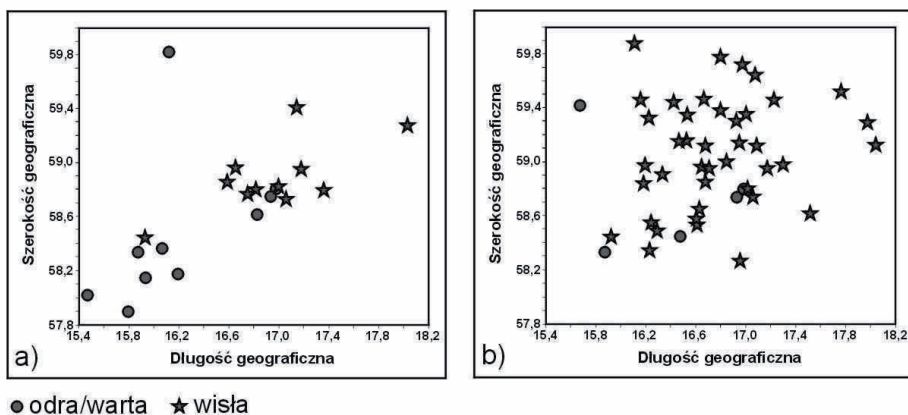


Rys. 5.5. Położenie testowych teoretycznych ośrodków głazowych wyznaczonych dla osadów glacialnych sanu 1 i sanu 2 na Dolnym Śląsku: a) TCG-W1, b) TCG-W2, c) TCG-W3, d) TCG-W4, e) TCG-W5, f) TCG-W6, g) TCG-W7, h) TCG-W8

Figure 5.5. Experimental theoretical boulder centers calculated for glacial deposits of the South-Polish Complex (Sanian 1 and Sanian 2) in Lower Silesia: a) TCG-W1, b) TCG-W2, c) TCG-W3, d) TCG-W4, e) TCG-W5, f) TCG-W6, g) TCG-W7, h) TCG-W8

Analiza teoretycznych ośrodków głazowych jest znacznie mniej skuteczna w przypadku rozróżniania osadów glacialnych zlodowaceń odra/warta i wiśla. Jedynie na Kujawach ośrodki głazowe tych dwóch zlodowaceń różnią się położeniem na wykresie. TCG starszych glin zlokalizowane są bardziej na południowy zachód niż TCG osadów vistulianu (por. Czubla i Sokołowski, 2014). Różne metody obliczania TCG prowadzą do podobnego rezultatu i różnią się jedynie stopniem rozproszenia wyników. Różnica lokalizacji TCG różnowiekowych glin jest w tym przypadku najlepiej widoczna dla TCG-W8 (rys. 5.6.a).

Na Pomorzu i Powiślu analiza wskaźników TCG jest mniej wiarygodna ze względu na niewielką liczbę przebadanych glin środkowopolskich (zaledwie 5 w stosunku do 42 prób z glin północnopolskich). TCG glin vistulianu cechują się bardzo dużym rozproszeniem, co związane jest ze zmiennością czasową i przestrzenną dynamiki lądolodu (por. m.in. Woźniak i Czubla, 2014a, 2014b, w *druku*). Rozmieszczenie TCG-W8 dla glin zlodowacenia odra/warta wykazuje podobną tendencję do zaobserwowanej na Kujawach. Przejawia się ona koncentracją wskaźników w południowo-zachodnim sektorze wykresu, podczas gdy TCG osadów zlodowacenia wiśla rozproszone są po całym polu wykresu (rys. 5.6.b).



Rys. 5.6. Położenie teoretycznych ośrodków głazowych wyznaczonych dla osadów glacialnych zlodowaceń odra/warta i wiśla (testowe TCG-W8): a) Kujawy, b) Pomorze i Powiśle

Figure 5.6. Theoretical boulder centers calculated for glacial deposits of Odranian/Wartanian and Weichselian Glaciations (experimental TCG-W8): a) Kuyavia, b) Pomerania and Lower Vistula Valley

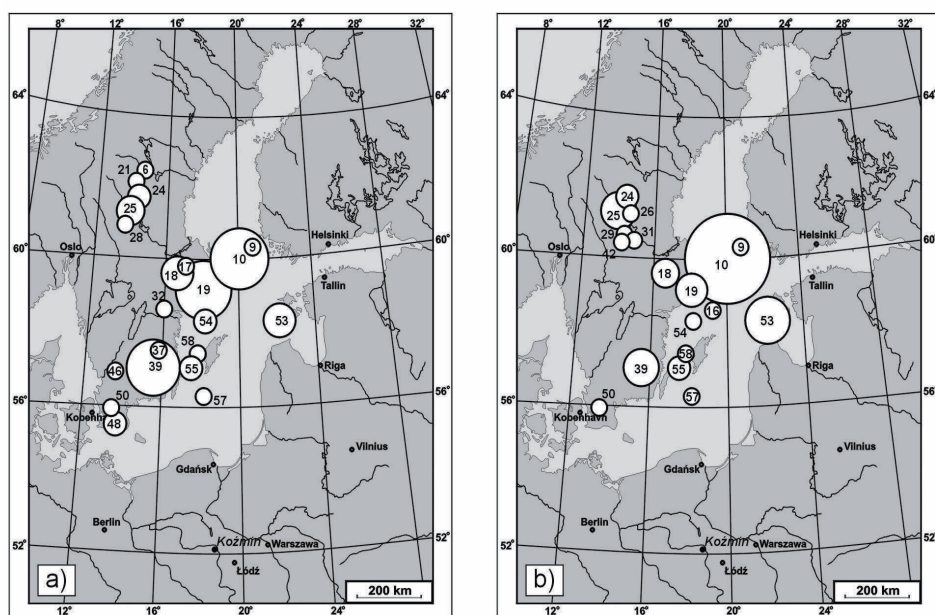
Teoretyczne ośrodki głazowe stanowią dobry wskaźnik pozwalający na rozróżnienie różnowiekowych glin, ale nie we wszystkich przypadkach. Stosunkowo najlepiej różnica w lokalizacji TCG zaznacza się w przypadku osadów zlodowaceń san 2 i odra/warta. Podstawowa tendencja zmienności TCG powtarza się od wschodniej Wielkopolski aż po Lubelszczyznę i Podlasie. Najłatwiej rozróżnić wspomniane gliny przy użyciu TCG-W1, ale kilka innych wariantów również prowadzi do zadowalającego rezultatu. Obiecujące wydaje się również odróżnianie glin zlodowaceń krzna i odra/warta z wykorzystaniem TCG. Zaobserwowana w Polsce Środkowej tendencja, polegająca na bardziej wschodnim położeniu tego wskaźnika dla osadów starszego nasunięcia, powtórzyła się

w jedynym, jednoznacznie datowanym na MIS-8 (Terpiłowski i in., w przygotowaniu) stanowisku na Podlasiu. Bardziej wiarygodne potwierdzenie powyższej obserwacji wymaga jednak znalezienia kolejnych stanowisk z glinami tego wieku dostępnymi do badań. Próba rozróżniania glin odłożonych przez kolejne lądolody kompleksu południowo-polskiego na Dolnym Śląsku również wydaje się perspektywiczna (rys. 5.5), ale wymaga weryfikacji w oparciu o większą liczbę stanowisk. Gliny zlodowacenia wiśla zawierają bardzo zróżnicowane przestrzennie zespoły eratyków, co uniemożliwia ich jednoznaczną korelację na podstawie cech petrograficznych frakcji >20 mm. Badania w północnej Polsce dowiodły też bardzo ograniczonych możliwości rozróżniania osadów poszczególnych faz stadiału głównego zlodowacenia wiśla w oparciu o badania frakcji >20 mm. Zaobserwowano w nich znaczną lokalną zmienność składu zespołów eratyków (pochodzących z równowiekowych osadów glacialnych), co daje podstawy do analiz o charakterze bardziej paleogeograficznym niż stratygraficznym (m.in. Czubła i in. 2007a, 2007b; Woźniak i in., 2008, 2009, 2012a, 2012b, 2013a, 2013b, 2013c; Woźniak i Czubła, 2014a, 2014b, w *druku*).

Teoretyczne ośrodki głazowe są łatwe do interpretacji, ale zdaniem Smeda (1993) część informacji jest w tej metodzie tracona. W związku z tym przywoływany autor zaproponował nowy sposób graficznej prezentacji wyników analiz, który miał być łatwiejszy do interpretacji i jednocześnie pozwalał zachować wszystkie dane dotyczące przebadanego materiału. Jest to metoda tzw. map kołowych (kartodiagramy), znajdującą ostatnio zastosowanie również w Polsce (np. Górską, 2000; Czubła, 2001, 2006; Czubła i in., 2007, 2010, 2013; Górską-Zabielska, 2008).

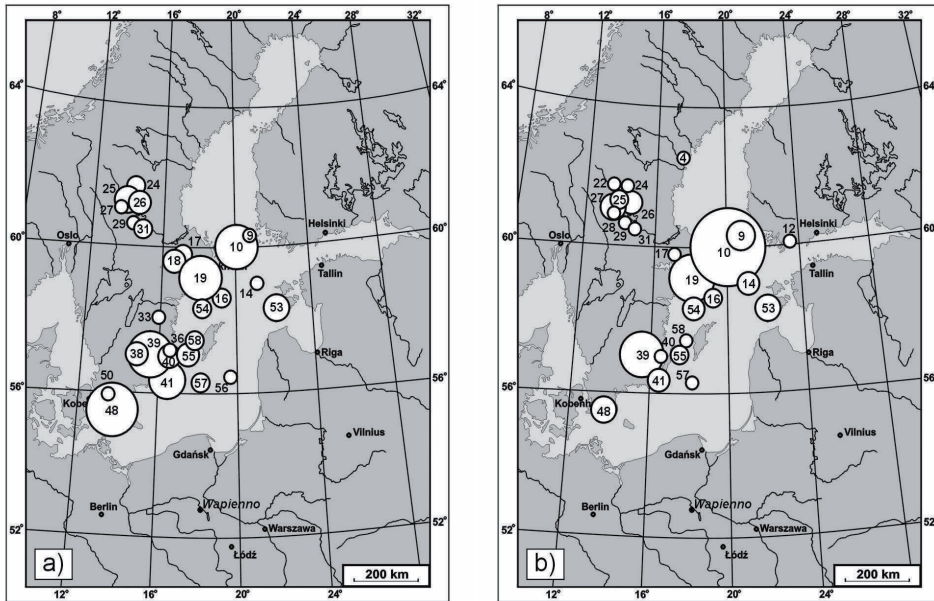
Do prezentacji wyników na mapach kołowych przygotowano specjalny podkład kartograficzny w odwzorowaniu możliwie bliskim wiernopowierzchniowemu, na którym naniesiono centralne punkty wychodni eratyków wskaźnikowych (tab. 4.4). Punkty te traktowane były przy kreśleniu map jako środki kół, których powierzchnia odpowiadała procentowemu udziałowi eratyków z danego obszaru źródłowego w zespole eratyków wskaźnikowych z danego stanowiska. W celu uniknięcia zdominowania kartodiagramu przez pospolite osadowe skały pomocnicze, zredukowano ich liczbę dziesięciokrotnie. Numery skał (tab. 4.4) odpowiadają numerom wychodni i jednocześnie kół przedstawiających udział odpowiednich skał na mapach. Dla uniknięcia pokrywania się na mapie kół symbolizujących eratyki z bardzo bliskich wychodni, wyznaczano wspólne centrum wychodni i w nim lokowano diagram odpowiadający sumarycznemu udziałowi tych eratyków. Nie udało się jednak całkowicie uniknąć nakładania się na siebie diagramów, prezentujących udział eratyków z niezbyt od siebie odległych obszarów, np. różnych skał dalarneńskich. Na mapach nie zaznaczano teoretycznych ośrodków głazowych, ponieważ stanowią one jedynie wskaźniki obliczone w oparciu o liczbę zidentyfikowanych eratyków przewodnich oraz o współrzędne geograficzne ich wychodni. Nie są one równoznaczne z centrum egzarowanego przez lądolód obszaru i stwierdzenie, że któryś położony jest, np. w północnym Smålandzie i tak nie wniosłoby żadnej istotnej geologicznie informacji.

W przypadku analizy pojedynczych prób kartodiagramy (mapy kołowe) Smeda są rzeczywiście łatwe do interpretacji i bardzo sugestywne (rys. 5.7). Pozwalają nie tylko precyzyjnie zaprezentować skład zespołu eratyków, ale i prześledzić hipotetyczną drogę materiału skalnego do analizowanego stanowiska, a w niektórych wypadkach nawet wykluczyć pojedyncze eratyki inkorporowane ze starszych osadów (pod warunkiem, że osady te reprezentują wyraźnie odmienny kierunek transgresji lądolodu). Problemy pojawiają się w przypadku konieczności przeanalizowania większej liczby próbek. Już zestawienie i porównanie kilku kartodiagramów sprawia spory kłopot techniczny i jest obciążone wadą subiektywizmu (rys. 5.7 i 5.8). W przypadku kilkunastu i więcej map kołowych taka analiza porównawcza jest niewykonalna. Wydaje się zatem, że mapy kołowe mogą służyć głównie do rekonstrukcji paleodynamiki lądolodu (por. Czubła, 2001; Czubła i in. 2007a; Woźniak i in., 2008, 2009; Woźniak i Czubła, 2014a, 2014b, *w druku*) i chyba właśnie w tym kierunku zmierza twórca tej metody, wprowadzając do



Rys. 5.7. Eratyki wskaźnikowe (przewodnie i pomocnicze) w osadach glacialnych odkrywki Koźmin Północ (wg Czubli i in. 2010): a) glina kompleksu południowopolskiego (san 2); 66 eratyków, b) glina kompleksu środkowopolskiego (odra/warta); 68 eratyków – eratyki pomocnicze w liczbie zredukowanej zgodnie z ideą Vinxa (Vinx i in. 1997); oznaczenia diagramów zgodne z numeracją eratyków w tab. 4.4; powierzchnia diagramu kołowego odpowiada udziałowi procentowemu danego eratyka w zespole; prezentacja graficzna wg Smeda (1993), zmodyfikowana

Figure 5.7. Indicator erratics (including auxiliary rocks) in glacial deposits of the Koźmin North outcrop: a) the South-Polish Complex till (Sanian 2) – 66 erratics, b) the Middle-Polish Complex till (Odranian/Wartanian) – 68 erratics; number of auxiliary erratics reduced according to Vinx et al. (1997); circles signs are in accordance with the numbering of indicator rocks in the Tab. 4.4; the circle's area corresponds to the percentage of erratics in an analysed stone sample; graphic presentation method (circle map) after Smed (1993), modified



Rys. 5.8. Eratyki wskaźnikowe (przewodnie i pomocnicze) w osadach glacialnych odkrywki Wapienno na Kujawach (zachodnia część odsłonięcia): a) glina kompleksu środkowopolskiego (odra/warta); 103 eratyki, b) glina kompleksu północnopolskiego (stadiał główny vistulianu – faza poznańska?); 106 eratyków – liczba eratyków pomocniczych zredukowana zgodnie z ideą Vinxa (Vinx i in., 1997); pozostałe objaśnienia jak na rys. 5.7

Figure 5.8. Indicator erratics (including auxiliary rocks) in glacial deposits of the Wapienno open-cast mine in Kujawy (western part of the outcrop): a) the Middle-Polish Complex till (Odranian/Wartanian) – 103 erratics, b) the North-Polish Complex till (Weichselian Main Stadial – Poznań/Frankfurt Phase?) – 106 erratics; for further explanations see Figure 5.7

swych prezentacji coraz to liczniejsze rodzaje skał osadowych, pozbawione roli przewodniej (Smed, 1997, 2000, 2002, 2010). Ze względu jednak na olbrzymią rozciągłość geograficzną wschodni pomocniczych skał osadowych, rysowanie drogi lądolodu przez proponowany przez Smeda centralny punkt może być bardzo mylące. Obecność konkretnego typu skały nie mówi nam, przez którą część jej wschodni przesunął się lądolód, a odległość od południowo-zachodnich do północno-wschodnich peryferii wschodni piaszczowców i wapieni starszego paleozoiku może przekraczać nawet 500 km (np. Smed, 2002; Tuuling i in., 2011).

Kilka powyższych metod próbowała połączyć Górską (np. 2000; Górską-Zabielska, 2008), która zidentyfikowane skały wskaźnikowe przedstawiała na wykresie słupkowym (poziomym), a dodatkowo prezentowała mapę kołową sporządzoną w oparciu o program CirMap 3.0 (Geisler, 1999). Istotną wadą powyższego programu jest zastosowanie podkładu kartograficznego w odwzorowaniu wiernokątnym, ułatwiającego – co prawda – wprowadzanie stanowisk eratyków przewodnich na bazie ich współrzędnych geograficznych oraz automatyczny import danych, ale zafałszowującego stosunki powierzchni

obszaru alimentacji lądolodu i depozycji osadów glacialnych. Na mapie zaznaczany był również teoretyczny ośrodek gławowy, co wywoływało złudne wrażenie jego istotności geograficznej. Przyjęty przez Górską-Zabielską sposób prezentacji jest za to bardzo korzystny ze względu na przedstawianie na wykresach surowych danych, które mogą następnie zostać przeliczone przy użyciu innych metod badawczych.

Z przedstawionego przeglądu metod i doświadczeń autora wynika, że dla potrzeb korelacji litostratygraficznej najbardziej przydatne jest obliczanie teoretycznych ośrodków gławowych, a następnie ich zestawianie w dwuosiowym układzie współrzędnych. Można w tym celu wykorzystać uproszczone testowe ośrodki gławowe, które w większości przypadków dadzą zadowalające wyniki. Należy mieć świadomość, że wraz ze zwiększaniem liczby typów skał wykorzystanych w obliczeniach testowych TCG (tab. 5.4) dokładność metody wzrasta. Analiza map kołowych dobrze sprawdza się w analizach paleogeograficznych, podczas gdy korelacja osadów glacialnych jest w oparciu o interpretację tych map bardzo trudna, o ile w ogóle możliwa.

Oceny mówiące o 90% udziale strumieni w ubytku lodu z lądolodu antarktycznego (np. Bentley, 1987) nie muszą być przesadzone, ale na pewno nie można ich bezkrytycznie przenosić na plejstocenijskie lądolody, cechujące się długimi strefami czołowymi zlokalizowanymi na lądach.

7.4. Strumienie lodowe w Polsce

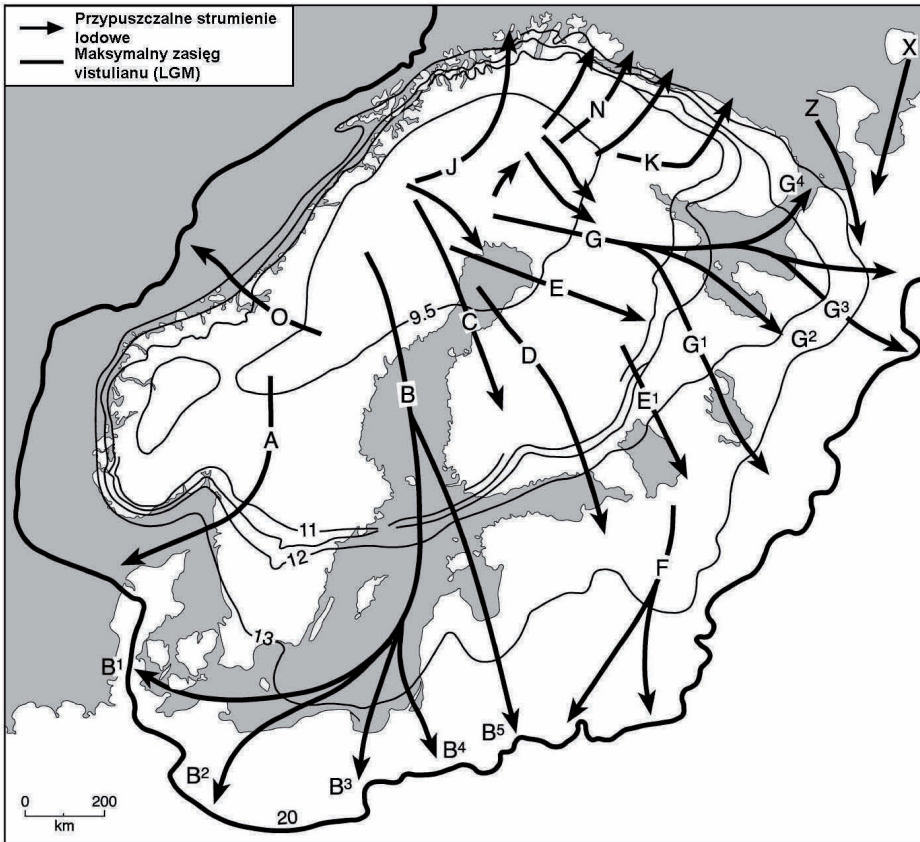
Zdaniem wielu badaczy ostatni lądolód fennoskandzki charakteryzował się występowaniem licznych strumieni lodowych, które przekraczały zbudowane z litych skał podłoże (Punkari, 1993, 1997; Kleman i in., 1997; Boulton i in., 2001b) i na południowym obrzeżu lądolodu wchodziły na obszar zbudowany ze skał luźnych (rys. 7.4 i 7.5). Zbliżoną koncepcję dynamiki lądolodu wysunął już w okresie międzywojennym Nechay (1927a, 1927b), ale jego idea pozostała właściwie niezauważona, a sam autor zginął podczas wojny. W podobnym okresie schemat ruchu mas lodowych, nieomal identyczny z ogłoszonym ponad pół wieku później przez Punkariego (*op. cit.*), przedstawił Kummerow (1930, 1950, 1954). Jego zdaniem taki sam układ prądów lodowych miał powtarzać się w kolejnych zlodowaceniach. W efekcie większość eratyków dostarczanych na obszar Niżu Środkowoeuropejskiego musiałaby wywodzić się z dna Bałtyku. Być może forsowanie przez Kummerowa nieomal kompletnie zarzuconej teorii dryftowej wpłynęło na prawie zupełne przemilczenie przytaczanych przez niego argumentów na rzecz napływu mas lodowych wzdłuż depresji bałtyckiej. Jego wizja pomijała jednak bardzo ważny aspekt, jaki stanowił bardzo krótki okres funkcjonowania Morza Bałtyckiego (bądź jego wcześniejszych odpowiedników), uzależniony od izostatycznego pograżenia Fennoskandii.

Pojawiła się też koncepcja hipotetycznego układu strumieni lodowych w Europie Środkowej w Saalianie (Van der Wateren, 2005). Ich przebieg został wyznaczony w oparciu o założenie, że lobowy układ moren czołowych jest dowodem funkcjonowania lądowych strumieni lodowych. Przedstawione kierunki (rys. 7.5) odwołują się jednak tylko do układu lobów i jeśli nawet odzwierciedlają rzeczywiste strumienie lodowe, to opisują tylko ich dystalne odcinki, które nie muszą być zgodne z głównymi kierunkami dalekiego transportu, wyznaczonymi w oparciu o zespoły eratyków przewodnich.

Strumienie lodowe w lądolodzie fennoskandzkim wykazywały niewielki związek z wychodniami deformowalnych osadów (Kleman i in., 1997; Boulton i in., 2001b). O ich ruchu decydowały raczej warunki termodynamiczne w podłożu, uzależnione głównie od jego ukształtowania (Payne i Baldwin, 1999). W podobny sposób, tj. zróżnicowaniem rzeźby podłoża i zmiennością warunków klimatycznych na obszarze źródłowym lądolodu, Nechay tłumaczył występowanie prądów lodowych na Ziemi Dobrzyńskiej (1927a, 1927b).

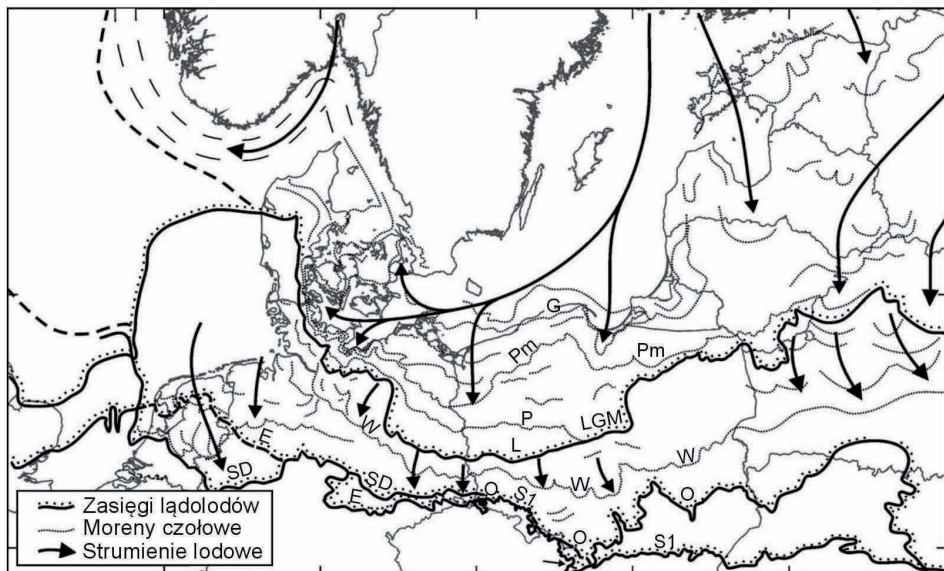
Niektóre spośród podrzędnych strumieni lodowych w lądolodzie fennoskandzkim mogły mieć charakter szarzy lodowych (Boulton i in., 2001b). Jako granicę przyjęto aktywność utrzymującą się w okresie do 10 lat. Strumienie lodowe funkcjonują dłużej. Większość prezentowanych stref odpływu lodu miałyby stanowić właśnie strumienie,

ale nie jest jasne, czy chodziło tylko o te kończące się w morzu. Strumienie miały prowadzić do zmniejszenia miąższości lodu – zwłaszcza podczas regresji. Zdaniem Boultona i in. (2001b) nieuwzględnianie ruchu strumieniowego w rekonstrukcjach i modelach lądolodów prowadziło do wnioskowania o bardzo dużej miąższości lodu – nawet do 3 200–3 400 m (np. Denton i Hughes, 1981; Boulton i Payne, 1994). W oparciu o analizę zmian poziomu mórz oraz rekonstrukcję przebiegu procesów glacioizostatycznych wyznaczono znacznie mniejsze wartości – rzędu 1 600 m (Lambeck i in., 1998). Ostatnie wyniki są zgodne z koncepcją strumieniowej natury lądolodu fennoskandzkiego.



Rys. 7.4. Strumieniowy model lądolodu fennoskandzkiego w wistulianie opracowany przez Punkarię (1993, 1997); izolinie oznaczają granice zasięgu lądolodu datowane w ka BP (Punkari, 1993); mapa według Stokes i Clark, 2001

Figure 7.4. Ice streams model of the Scandinavian and Novaya Zemlya Ice Sheets during Weichselian (according to Punkari, 1993, 1997); isolines indicate positions of ice-sheet limits dated in ka BP (Punkari, 1993); map after Stokes and Clark, 2001



Rys. 7.5. Układ strumieni lodowych w Saalianie i Weichselianie na Nizinie Środkowoeuropejskiej według Van der Waterena 2005: E – Elsterian, S1 – san 1, S2 – san 2, SD – Saalian-Drenthe, O – odra, W – warta, LGM – maksymalny zasięg lądolodu wisły, L – faza leszczyńska, P – faza poznańska, Pm – faza pomorska, G – faza gardnieńska

Figure 7.5. Location of major ice streams in Central Europe during the Saalian and Weichselian glaciations: E – Elsterian, S1 – Sanian 1, S2 – Sanian 2, SD – Saalian-Drenthe glaciation, O – Odranian, W – Wartanian, LGM – Weichselian maximum extent, L – Leszno/Brandenburg Phase, P – Poznań/Frankfurt Phase, Pm – Pomeranian Phase, G – Gardno Phase; after Van der Wateren, 2005

Obszar północnej Polski w wistulianie znalazł się pod wpływem bałtyckiego strumienia lodowego, oznaczonego przez Punkariego (1997) jako B. Od niego odchodziły liczne odgałęzienia, tj. B1 w rejonie wysp duńskich i Jutlandii, B2 (O wg Marksa, 2005) odrzańskie, B3 (V) wiślańskie, B4 (M) kurońskie i B5 (L) ryskie (Punkari, 1997; Boulton i in., 2001b; Marks, 2002, 2004, 2005) – rys. 7.4. Dwa z nich, tj. B2 i B3, kończące się w brzeżnej części lądolodu lobami Odry i Wisły, mogły wywrzeć znaczny wpływ na dynamikę i sedimentację ostatniego lądolodu na obszarze północnej Polski. Osady strumienia lodowego lobu Odry stanowią przedmiot zainteresowania Górskiej-Zabielskiej (m.in. 2008), badaniami zaś osadów i dynamiki w lobie Wisły, włącznie z jego rzetelnym udokumentowaniem w południowej części dolnego Powiśla, zajął się Wysota (2002; Wysota i Molewski, 2007, 2011; Narloch i in., 2012, 2013). Wysota i Molewski (*op. cit.*) określili tempo migracji czoła lobu Wisły podczas stadiu głównego na 250 m/rok w czasie transgresji i 300 w czasie regresji w fazie leszczyńskiej, a w poznańskiej – odpowiednio 400 i 450 m/rok w strefie o szerokości 50–70 km. Należy jednak mieć świadomość, że powyższe dane odnoszą się do przesuwania czoła lobu Wisły, a nie do rzeczywistej prędkości lodu, która z pewnością była większa na etapach transgresji, a w trakcie regresji miała zwrot przeciwny do zmian położenia czoła lądolodu. Pomimo

tak dużej prędkości lodu, z definicji kilkakrotnie większej aniżeli w strefach międzystrumieniowych, lob wiślany właściwie nie jest wysunięty na południe w stosunku do czoła lądolodu w Wielkopolsce. Nakreślony przez Marksa (2005) układ strumieni lodowych vistulianu pozwala sądzić, że maksymalny zasięg lądolodu był porównywalny, a może nawet większy w strefie międzylobowej w Wielkopolsce, aniżeli w samych lobach Odry i Wisły, mających stanowić dystalne odcinki strumieni lodowych. Ten wniosek pozostaje w sprzeczności z podstawową ideą strumieni lodowych, jako stref przyspieszonego ruchu lodu i ich lobowych zakończeń („wypustek”). Powyższe fakty da się jednak zinterpretować przyjmując, że czas funkcjonowania strumieni lodowych na południe od Bałtyku był bardzo krótki, co uniemożliwiło znaczące wysunięcie się na południe lobowych zakończeń strumieni oraz nagromadzenie u ich czoła wytopionego materiału morenowego. Oznaczałoby to, że okres aktywności strumienia lodowego nie przekraczał jednorazowo kilku lat, a czoło lądolodu podczas tych efemerycznych szarży tylko w niewielkim stopniu zmieniało swoje położenie. Całkowicie przeciwny wniosek wysuwa Jasiewicz (2007), który na podstawie licznej obecności skał alandzkich w morenie gardnieńskiej w Dębnie oraz rekonstrukcji czasu i warunków ich transportu z rejonu Wysp Alandzkich sugeruje, że bałtycki strumień lodowy był aktywny od momentu zajęcia przez lądolód obszaru wschodniego Bałtyku aż do ustąpienia lądolodu z tego obszaru.

Poważny problem interpretacyjny stanowi niemal zupełne odcięcie wschodniej części Niżu Środkowoeuropejskiego od obszaru Półwyspu Skandynawskiego podczas aktywności bałtyckiego strumienia lodowego – zwłaszcza tak długotrwałej, jak oczekiwałby Jasiewicz (*op. cit.*). Stabilny strumień stanowiłby barierę dla napływu skał z Dalarny, Upplandu i Smålandu na obszar Polski i krajów perybałtyckich, podczas gdy badania dowodzą powszechnej obecności skał z wymienionych regionów w osadach vistulianu. Mało prawdopodobne (a z prawami fizyki wręcz sprzeczne) wydaje się „przeplatanie” prądów lodowych w obrębie strumienia, dzięki któremu skały transportowane w północno-zachodniej strefie brzeżnej strumienia lodowego mogłyby zostać przerzucane na jego południowo-wschodnie peryferia. W takim ujęciu powszechna obecność skał szwedzkich w osadach lobów Wisły i Odry musiałaby raczej być wyrazem inkorporacji starszych osadów w stopie lądolodu. Istnieje też możliwość, że budowa lądolodu fennoskandzkiego przyjęła strumieniowy charakter dopiero w schyłkowej fazie jego rozwoju i dokumentuje bardzo krótki okres tuż przed jego zanikiem. W takim przypadku strumienie lodowe mogłyby doprowadzić do ukształtowania linearnych form rzeźby w podłożu, ale ich możliwości depozycyjne byłyby już bardzo ograniczone. Tym samym ich wpływ na skład osadów glacialnych ostatniego zlodowacenia (w tym zespołów eratyków) byłby niewielki, a o składzie petrograficznym glin decydowałaby dynamika lądolodu sprzed ukształtowania się strumieni. W takim przypadku osady pozostawione przez strumień lodowy stanowiłyby tylko ciekawą warstewkę na powierzchni osadów pochodzących ze starszych etapów rozwoju lądolodu i jako pierwsze podlegałyby wietrzeniu i erozji. Uchwycenie odmienności ich składu (zespołu eratyków) w stosunku do osadów zalegających poniżej wykracza poza możliwości zastosowanej przez autora metody badawczej eratyków przewodnich.

Zastanawiające są spostrzeżenia Górskiej-Zabielskiej (2008) na temat rozprzestrzenienia skał ze Skanii i Blekinge w lobie Odry i na obszarach sąsiednich. Eratyki ze Skanii występowały głównie w niemieckiej części obszaru badań na Pojezierzu Meklemburskim, podczas gdy skały z Blekinge w lobie Odry i dalej na wschód. Takie rozmieszczenie południowoszwedzkich eratyków (zbliżone do strefy rozrzutu typu Dubawnt Lake – *sensu* Dyke i Morris, 1988) może stanowić cenną przesłankę, skłaniającą do zakwestionowania modelu zaproponowanego przez Punkariego (1997) – przynajmniej w odniesieniu do zachodniej części depresji bałtyckiej. Na napływ lodu bezpośrednio z północy i północnego wschodu, a nie wzdłuż depresji bałtyckiej, wskazują również: dominacja skał ze Smålandu i niewielki udział eratyków wschodniobałtyckich, zaobserwowane w osadach lobu Odry przez Górską-Zabielską (*op. cit.*). Do tych samych wniosków prowadzą badania eratyków przeprowadzone przez autora na Pomorzu Gdańskim i Powiślu (Czubła i in., 2007a, 2007b; Woźniak i in., 2008, 2009, 2012a; Woźniak i Czubła, 2014a, 2014b, w druku). Logicznym wyjaśnieniem niezgodności składu osadów glacialnych i modelu bałtyckiego strumienia lodowego wydaje się przyjęcie asynchroniczności głównego etapu depozycji osadów morenowych i ukształtowania się oraz aktywności bałtyckiego strumienia lodowego. Większość osadów glacialnych Polski musiałaby zostać odłożona jeszcze przed zainicjowaniem ruchu strumieniowego. Możliwe, że u schyłku fazy poznańskiej (do tego wniosku skłania zasięg tej fazy w lobie Wisły) wykształciły się niewielkie strumienie lodowe Odry i Wisły, ale nie były one żadnymi odgałęzieniami bałtyckiego strumienia lodowego, który zapewne wtedy jeszcze nie istniał. W maksimum fazy pomorskiej strumienie lodowe Odry i Wisły mogły ponownie się uaktywnić, na co zdaje się wskazywać lobowy przebieg zasięgu tej fazy. Właściwy (główny) bałtycki strumień lodowy rozwinął się później, być może u schyłku fazy pomorskiej i – odprowadzając szybko lód w kierunku zachodnim – odciął napływ lodu wraz z zawartym w nim materiałem morenowym na obszar Polski. W ten sposób uniemożliwił dalsze funkcjonowanie wiślanego i odrzańskiego strumienia lodowego. W podobnych ramach czasowych zamyka się koncepcja, którą Kjær i in. (2003) wykorzystali dla wyjaśnienia odmiennego składu glin głównego stadiału ostatniego zlodowacenia w Danii. Tylko najstarsza glina została tam odłożona w wyniku frontalnej, równomiernej transgresji lądolodu i dopiero w późniejszych dwóch fazach (East Jylland i Bælthav – 17–15 ka BP) decydujący wpływ na skład frakcji żwirowej w morenach miał wschodniobałtycki strumień lodowy.

Model Punkariego (1993, 1997) zakładał rozdzielanie się bałtyckiego strumienia lodowego na pięć ramion. Oznaczałoby to, że główny, najintensywniej erodujący strumień rozdzielał się i rozpyływał ramionami na południe wbrew oddziaływaniu grawitacji. Zarówno badania dynamiki współczesnych strumieni lodowych w Antarktyce (np. Rignot i in. 2011), jak i rekonstrukcje kopalnych strumieni w lądolodzie laurentyjskim (m.in. Stokes i Clark, 2001; Kleman i Glasser, 2007) wskazują jednak na zupełnie inny sposób ich funkcjonowania. Aktywne strumienie intensywnie erodowały podłoże i odprowadzały olbrzymie ilości lodu ze swojego otoczenia („drenowały” je, a nie zasiłały, jak należałoby wnioskować z modelu Punkariego – *op. cit.*). Utworzyły one systemy strumieniowe podobne do systemów rzecznych, tzn. złożone ze strumienia głównego

wraz z zasilającymi go „dopływami”. Warto nadmienić, że niektórzy badacze odstąpili już od rysowania rozgałęziającego się bałtyckiego strumienia lodowego na rzecz znacznie bardziej uproszczonego schematu (Kleman i Glasser, 2007 – str. 594, Fig. 13.b).

Brak jednoznacznych dowodów na strumieniową budowę lądolodu fennoskandzkiego podczas starszych zlodowaceń. Sposób interpretacji wyników analizy eratyków przewodnich zaproponowany przez Smeda (1993) pozwala, co prawda, określić kierunek napływu lodu, ale nie mówi nic o jego prędkości, będącej podstawowym wyznacznikiem strumieniowego płynięcia lodu. Próby interpretacji składu petrograficznego różnowiekowych glin w celu określenia dróg napływu mas lodowych nie dały jednoznacznych wyników (np. Czubla, 2001; Lisicki, 2003).

W odniesieniu do dynamiki lądolodu warciańskiego Rdzany (2009) używa pojęcia prądów lodowych, które występowały w obniżeniach podłoża w środkowej Polsce. W tych strefach nasilona była aktywność erozyjna, co pozwala założyć zwiększoną prędkość przesuwania się lodu. Wprowadzenie odrębnego pojęcia dla strumieni lodowych w obrębie lądolodów starszych od vistulianu nie byłoby chyba jednak uzasadnione. Przywoływany autor też nie był przekonany co do słuszności tego rozwiązania i w dalszej części pracy stosuje pojęcia strumień i prąd lodowy zamiennie (*ibid.* – str. 142). Mojski (2005), opisując badania petrograficzne, używa pojęcia potoków lodowych i chyba tę nazwę (lub prąd lodowy) należałoby wprowadzić jako opisującą ruch mas lodowych, nieodbiegającą znacząco prędkością od pozostałej części lądolodu – w przeciwieństwie do strumieni lodowych, które powinny być jednakowo nazywane bez względu na ich wiek.

10.4. Dalarna i Värmland – środkowa Szwecja

Skały ze środkowej Szwecji należą do eratyków najliczniej występujących w osadach glacialnych Polski. Przewodnie znaczenie pochodzących z tamtego regionu skał plutonicznych (granity Järna, Siljan i rapakiwi Siljan, Garberg – fot. 10.13, Rätan, Filipstad, Kristinehamn) i wulkanicznych (porfiry Åsen, Blyberg, Bredvad – fot. 10.14, Glöte, Grönklitt, Heden, Kåtilla, Klittberg, Månsta, Särna, Tandsjöborg – fot. 10.15, Venjan, ignimbryty Blyberg, Klittberg, Orrlok, Rännås, Särna – fot. 10.16) jest akceptowane przez większość autorów (Lüttig, 1958; Hesemann, 1975; Meyer, 1983; Smed, 1994, 2002; Gałązka, 2004b; Czubla i in., 2006). Do wyjątkowych należy podejście Tarvydasa (1971d), który kwestionuje przewodni charakter granitów Siljan i Järna. Informuje on również o występowaniu w Jämtlandzie, Härjedalen i w innych stanowiskach skał bardzo podobnych do dalarnieńskiego porfiru Bredvad (powołując się na pracę Hög-boma z 1920). Wbrew powyższej informacji nie podważa jednak przewodniej roli tej skały.

Zdecydowanie mniej jednoznaczne jest stanowisko wobec skał żyłowych – głównie diabazów. Zdaniem Meyera (1983) diabazy Öje i Åsby mogą w bardzo podobnym wykształceniu występować w wielu stanowiskach. Na podobieństwo diabazów odsłaniających się w Szwecji i w Finlandii zwracał uwagę już Mende (1926). Tarvydas (1971d) zdyskwalifikował diabaz Åsby jako skałę przewodnią w krajach perybaltyckich ze względu na pobliskie występowanie diabazów Satakunta – trudno- lub zupełnie nieodróżnialnych od Åsby. Jako dodatkowy argument przeciwko przypisywaniu temu diabazowi roli przewodniej przytoczył dodatkowe miejsca występowania bardzo podobnych skał na zachodnim brzegu Zatoki Botnickiej, na Wyspach Alandzkich oraz w prowincjach Södermanland i Jämtland. Negatywną opinię na temat roli diabazów podziela również Schuddebeurs (1980/1981), odwołując się do nieopublikowanych materiałów Groetznera. Niejasne są w tym kontekście przesłanki, które skłoniły Gałązkę (2004b) do uwzględniania w swoich badaniach diabazu Öje, a odrzucania Åsby. Jedyną skałą żyłową z prezentowanego regionu, możliwą do jednoznacznego zidentyfikowania i przypisania do konkretnej wychodni, jest tinguit Särna bardzo rzadko występujący w Polsce – zaledwie 5 głązików, w tym wątpliwe, na około 8000 zidentyfikowanych krystalicznych eratyków przewodnich (fot. 10.17).

Ostatnio, za sprawą publikacji Smeda (1997, 2000, 2002, 2010), nasiliła się dyskusja dotycząca wykorzystania w badaniach skał osadowych, w tym jotnickich piaskowców z Dalarny (fot. 10.18 i 10.19). W odróżnieniu od pozostałych piaskowców jotnickich określane są jako piaskowce Dala, ale poza nazwą nic ich nie wyróżnia spośród innych piaskowców tego wieku, nagromadzonych w zagłębieniach subjotnickiej penepleny. Część badaczy uważa, że wyznacznikiem dalarnieńskiego pochodzenia piaskowców jotnickich jest występowanie fioletowawego zabarwienia z niewielkimi jasnymi (jasnoszarymi lub beżowożółtymi) plamkami odbarwieniowymi (Bennhold, 1932; Schuddebeurs, 1980/1981; Smed, 1994, 2002). Mają one powstawać w wyniku rozkładu kryształów piryty, wchodzących w skład skały, a następnie reakcji produktów rozkładu tego minerału z hematyt, zawartym w spoiwie i pierwotnie nadającym skale czerwone

zabarwienie (Schulz, 2003). Nic zatem dziwnego, że tego typu plamy z odbarwienia i fioletowawa kolorystyka znane są ze wszystkich wychodni piaskowców jotnickich oraz występują w wielu innych skałach psamitowych (Meyer i Lüttig, 2007). W spągu piaskowców jotnickich najczęściej występują zlepieńce, często arkozowe, przechodzące ku górze w typowe ceglastoczerwone do ciemnoczerwonych piaskowce o bardzo dużej miąższości.

Pierwotny zasięg piaskowców jotnickich obejmował zapewne dużą część Fenno-skandii. Współcześnie zachowały się tylko w obniżeniach, np. na powierzchni batolitów granitoidowych w południowej Finlandii i na Wyspach Alandzkich oraz w Zatoce Botnickiej (Winterhalter i in., 1981; Flodén, 1984). Sprzyjające warunki do przetrwania piaskowców jotnickich istniały również w rowach tektonicznych po obydwu stronach Zatoki Botnickiej, tj. na zachód od Sztokholmu w okolicach jeziora Mälär (piaskowiec Mälär albo Ekerö), w rejonie Nordingrå i Gävle w Szwecji oraz Oulu-Muhos i Pori w Finlandii. Przy pomocy badań sejsmicznych Flodén (1973, 1984) udokumentował duże wystąpienia piaskowców jotnickich na dnie Bałtyku na południe od Wysp Alandzkich i na północny zachód od Gotlandii. W środkowej Skandynawii piaskowce jotnickie zajmują około 30 tys. km² i osiągają maksymalną miąższość do 800 metrów (Schulz, 2003). Ich wychodnie ciągną się przez dużą część Dalarny i przedłużają na drugą stronę granicy z Norwegią (Meyer i Lüttig, 2007). Groetzner (1972) opisał piaskowce Dala jako przewodnie, ale z zastrzeżeniem, że bardzo podobne piaskowce jotnickie oglądał w południowo-zachodniej Finlandii w pobliżu elektrowni Kahjavalta. Sumaryczny obszar zajęty przez piaskowce jotnickie jakoby wynosi aż 0,5 mln km² (Meyer i Lüttig, 2007 – str. 110). Nawet jeśli podana wielkość jest wielokrotnie zawyżona, to i tak obszar źródłowy tych skał jest bardzo duży (rys. 10.5), a to sprawia, że piaskowce jotnickie należą do najpospolitszych eratyków na Niżu Środkowoeuropejskim i nie mogą pełnić roli przewodniej. Mimo to Górsko-Zabielska wyznacza trzy różne punkty centralne wychodni piaskowców jotnickich: jeden w Dalarnie i dwa na dnie Bałtyku na północ i południe od Wysp Alandzkich (2008 – str. 60). Brak jednak informacji, w jaki sposób punkty te zostały wyznaczone oraz jakie kryterium ma decydować o wyborze jednego z nich.

Pomimo tak rozległej i rozczłonkowanej wychodni, w wielu stanowiskach Holandii, Danii i Niemiec zaobserwowano znacznie liczniejsze występowanie piaskowców jotnickich, niż gdzie indziej (Meyer i Lüttig, 2007). W takich przypadkach bywa możliwe powiązanie piaskowca jotnickiego z konkretną wychodnią na podstawie towarzyszących mu typowych skał przewodnich. W ten sposób „*Trebuser Sandstein*”¹¹ (Bennhold, 1931, 1932), dzięki licznej współobecności brunatnych porfirów bałtyckich i skał alandzkich, a znikomej eratyków dalarnieńskich, mógł zostać powiązany z wychodnią na dnie Bałtyku (Schuddebeurs i Zwenger, 1992; Meyer, 2000; Zwenger, 2010). Jak widać przypisanie tamtejszych piaskowców do Dalarny, na podstawie liczego występowania plam odbarwieniowych – zgodnie z ideą Smeda (1994, 2002), doprowadziłoby do

¹¹ Piaskowiec jotnicki znajdowany w masowych ilościach w okolicach Trebus na północ od Fürstenwalde w Niemczech.



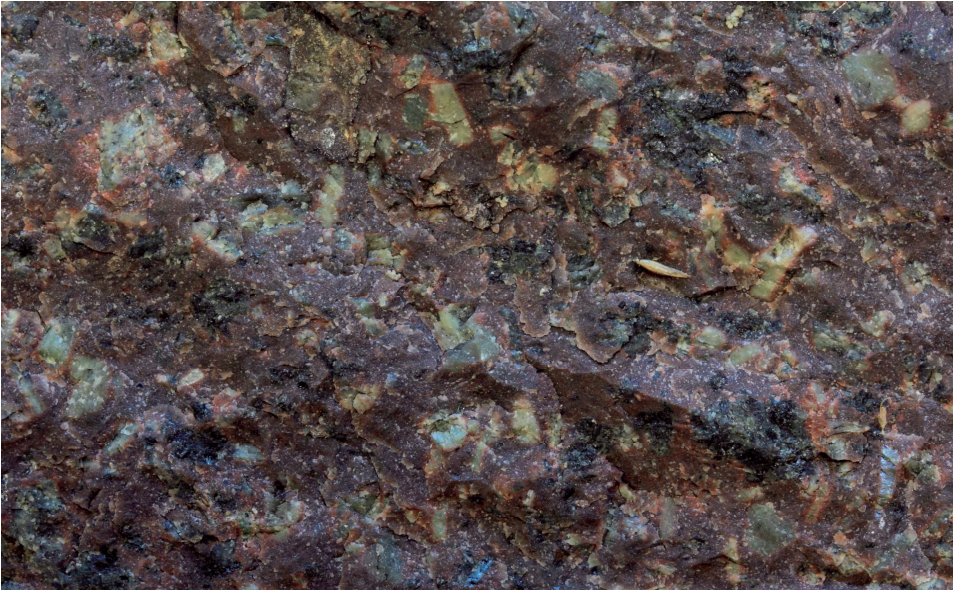
Fot. 10.13. Granit Garberg, eratyk – Moszczenica k/Piotrkowa Trybunalskiego;
rozmiar dłuższego boku 44 mm; fot. P. Czubla 2015

Photo 10.13. Garberg granite, erratic – Moszczenica near Piotrków Trybunalski; picture width 44 mm.
Photo P. Czubla 2015



Fot. 10.14. Porfir Bredvad, okolice zapory Trängslet, Dalarna, środkowa Szwecja;
rozmiar dłuższego boku 45 mm; fot. P. Czubla 2015

Photo 10.14. Bredvad porphyry, near the Trängslet dam, Dalarna, Central Sweden; picture width 45 mm.
Photo P. Czubla 2015



Fot. 10.15. Porfir Tandsjöborg, Tandsjöborg, Dalarna, środkowa Szwecja; rozmiar dłuższego boku 39 mm;
fot. P. Czubla 2015

Photo 10.15. Tandsjöborg porphyry, Tandsjöborg, Dalarna, Central Sweden; picture width 39 mm.
Photo P. Czubla 2015



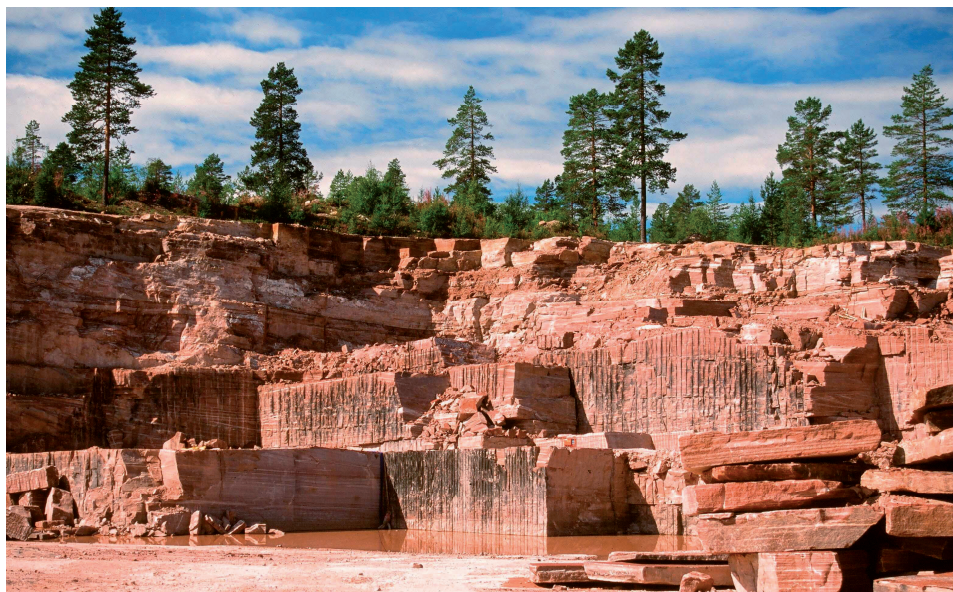
Fot. 10.16. Ignimbryt Särna (fioletowy), Särna, środkowa Szwecja; rozmiar dłuższego boku 81 mm;
fot. P. Czubla 2015

Photo 10.16. Särna ignimbrite (violet), Särna, Central Sweden; picture width 81 mm. *Photo P. Czubla 2015*



Fot. 10.17. Tinguait (särnait), Siksjöberget k/Bergswallen, środkowa Szwecja; rozmiar dłuższego boku 98 mm;
fot. P. Czubla 2015

Photo 10.17. Särna tinguaite (särnaite), Siksjöberget near Bergswallen, Central Sweden; picture width 98 mm.
Photo P. Czubla 2015



Fot. 10.18. Kamieniołom piaskowców jotnickich, Mångsbodarna, Dalarna, środkowa Szwecja;
fot. P. Czubla 2003

Photo 10.18. Jotnian sandstone quarry, Mångsbodarna, Dalarna, Central Sweden. *Photo P. Czubla 2003*



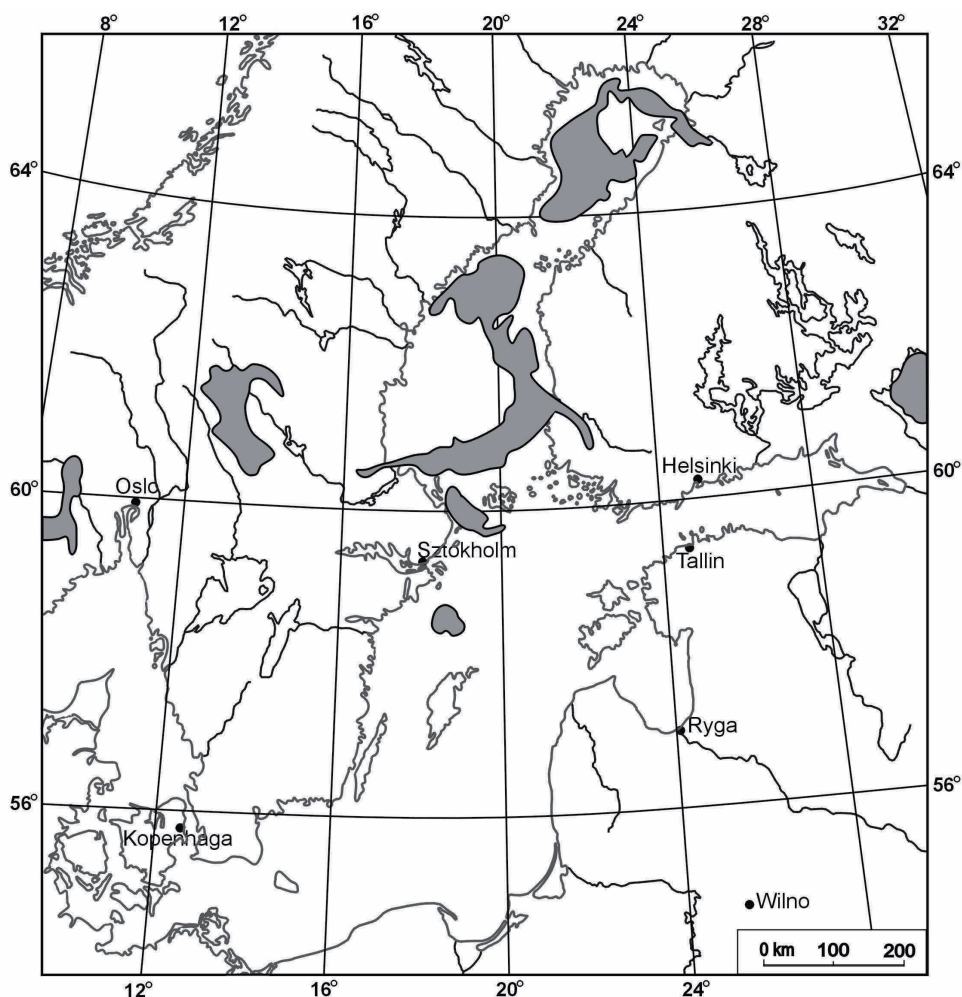
Fot. 10.19. Odlewy szczelin z wysychania w piaskowcu jotnickim, Mångsbodarna, Dalarna, środkowa Szwecja; rozmiar dłuższego boku 550 mm; fot. P. Czubla 2003

Photo 10.19. Castings of drying cracks in Jotnian sandstone, Mångsbodarna, Dalarna, Central Sweden; picture width 550 mm. Photo P. Czubla 2003



Fot. 10.20. Zlepieniec Digeberga, Höghed, Dalarna, środkowa Szwecja; rozmiar dłuższego boku 66 mm; fot. P. Czubla 2015

Photo 10.20. Digeberga conglomerate, Höghed, Dalarna, Central Sweden; picture width 66 mm. Photo P. Czubla 2015



Rys. 10.5. Występowanie piaskowców jotnickich w Fennoskandii (wg Zwengera, 2010; uproszczone)

Figure 10.5. The occurrence of Jotnian sandstones in Balto-Fennoscandia (according to Zwenger, 2010 – Fig. 2, simplified)

błędnych wniosków. Podobne przypadki stowarzyszenia piaskowców jotnickich ze skałami alandzkimi, a nie dalarneńskimi znane są z Rugii oraz z Dolnej Saksonii (Meyer i Lüttig, 2007).

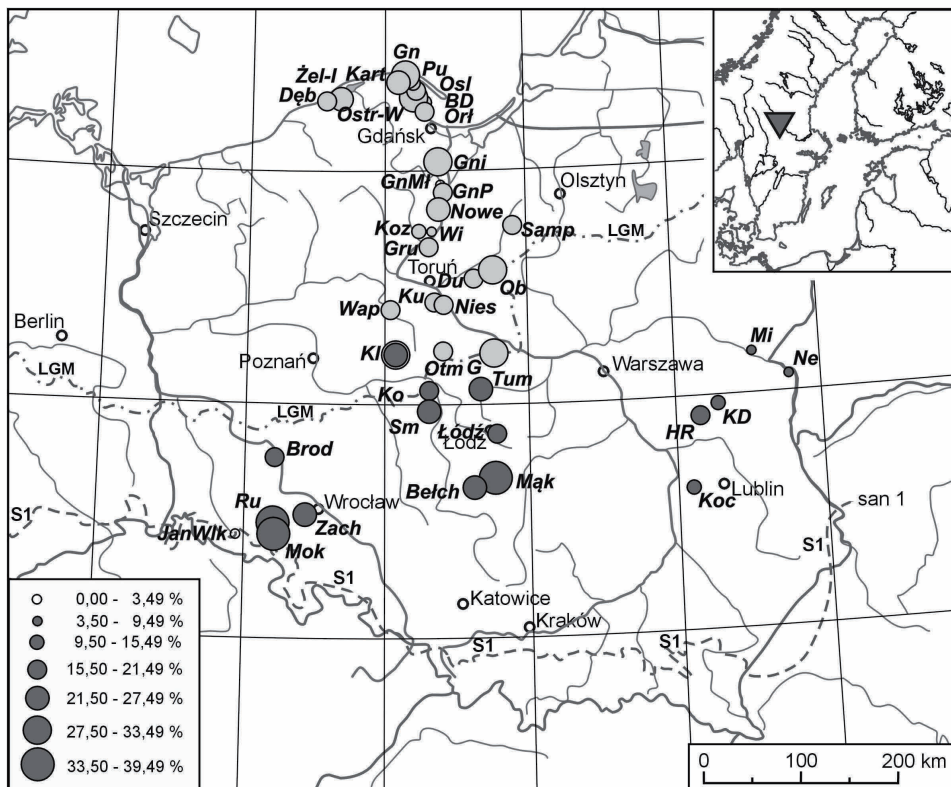
Jedynymi skałami osadowymi z analizowanego obszaru, które mogą być wykorzystywane jako eratyki przewodnie, pozostały zatem piaskowce i zlepieńce Digeberga (fot. 10.20). Zlepieńce są bardzo łatwo rozpoznawalne dzięki obecności w ich składzie otoczków porfirów dalarneńskich (Meyer, 1983; Smed, 1994, 2002). Ich wadą jest jednak bardzo rzadkie występowanie w osadach glacialnych Niżu Środkowoeuropejskiego. Tufowate piaskowce Digeberga są znacznie trudniejsze do identyfikacji i istnieje

wysokie prawdopodobieństwo pomylenia ich podczas makroskopowej identyfikacji ze zwykłymi jotnickimi piaskowcami arkozowymi o podobnej budowie wewnętrznej i bliżej nieustalonym pochodzeniu.

Skały z Dalarny i Värmlandu stanowią drugą pod względem liczebności, po skałach alandzkich, grupę eratyków przewodnich wyróżnionych w osadach glacialnych w Polsce. Średnia zawartość skał tej grupy w glinach zlodowaceń południowopolskich wynosi 23,9%, w środkowopolskich spada do 19,6%, by w osadach ostatniego zlodowacenia powtórnie wzrosnąć do 21,0%. Dość wyraźnie zaznacza się zmienność przestrzenna udziału skał dalarnieńskich w osadach glacialnych. Najwięcej eratyków przewodnich z analizowanego regionu Fennoskandii w glinach zlodowaceń południowopolskich zidentyfikowano na Dolnym Śląsku (w dolnej glinie w Rusku 45,0%, a w Mokrzeszowie 36,0%) oraz w środkowej Polsce (Bełchatów B17 40,6%, Mąkolice 38,5%). Najniższy udział tych skał stwierdzono na Podlasiu: w Mielniku 7,1% oraz w Neplach 7,6% (rys. 10.6). Eratyki dalarnieńskie w osadach zlodowaceń środkowopolskich krzyny i odry/warty najliczniej występują w glinie T5 (krzna?) w Bełchatowie – maks. 39,2% oraz na Pomorzu w Pucku 38,9% i w sąsiednim Osłoninie 38,0%. Podobnie jak w starszych osadach, minimalną zawartością skał dalarnieńskich cechowały się gliny na Podlasiu – 3,7% w Kaczorach koło Siedlec i 4,5% w Neplach nad Bugiem (rys. 10.7). Spadek znaczenia skał dalarnieńskich przy przesuwaniu się na wschód na obszarze Polski zaobserwowano po raz pierwszy już w okresie międzywojennym, kiedy przeprowadzono pierwsze systematyczne badania eratyków (Milthers i Milthers, 1938). Mankamentem ówczesnych badań był jednak pobór skał z powierzchni terenu, co uniemożliwiło wiarygodne przyporządkowanie stratygraficzne opracowywanych stanowisk.

Obszar badań glin vistulianu ma małą rozciągłość równoleżnikową (rys. 10.6). W związku z tym zmienność przestrzenna udziału skał dalarnieńskich jest, w przeciwieństwie do starszych osadów, trudna do przeanalizowania. Najwyższy udział tych skał stwierdzono w Osłoninie koło Pucka (32,3%) i w pobliskim Ostrowie (31,4%), a najniższe w Wiągu nad Wisłą (7,1%) i w środkowej glinie w Kozłowie koło Świecia (9,1%). Podkreślić należy, że obydwie gliny z minimalnym udziałem skał dalarnieńskich mogą być interpretowane jako osad stadiału Świecia (Czubla, 2011).

Odmienne zróżnicowanie stratygraficzne udziału skał dalarnieńskich przedstawił Gałązka (2004b). Według jego badań w glinach zlodowacenia sanu udział ten wynosi zaledwie 14,9%, w glinach odry 27,5%, warty 13,4% do 19,7%, w trzech zaś wyróżnianych poziomach glacialnych vistulianu najwyższy zanotował w najstarszym (gлина Świecia) 32,3%, w kolejnych zauważalny jest spadek do 21,8% i wreszcie 16,8% w najmłodszym, korelowanym z fazą pomorską. Podkreślić należy, że badania Gałązki odniesione zostały do tradycyjnego podziału stratygraficznego, tzn. sprzed wprowadzenia zmian proponowanych przez Bera i in. (2007). Utrudnia to obiektywne porównanie wyników. Po uwzględnieniu reinterpretacji wieku glin w Bełchatowie i odstąpieniu od rozdzielania poziomów morenowych w obrębie poszczególnych kompleksów stratygraficznych, wyniki Gałązki prawie nie odbiegają od danych autora.

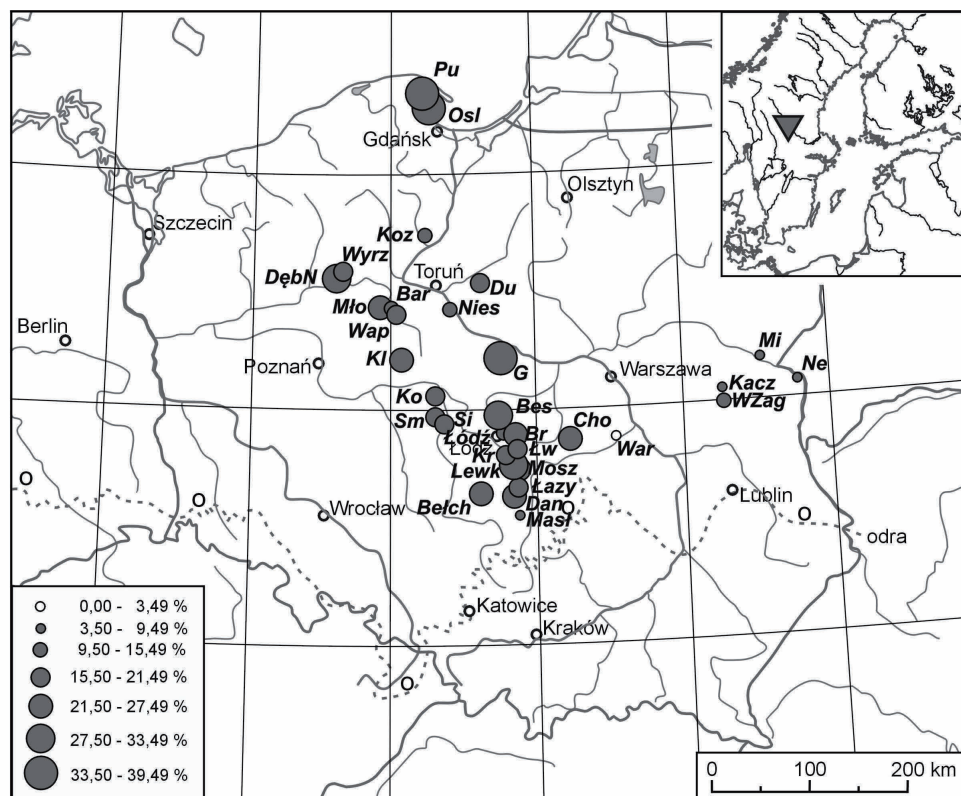


Rys. 10.6. Rozmieszczenie skał z Dalarny i Värmlandu w przebadanych osadach glacialnych kompleksu południowopolskiego (ciemne koła) i północnopolskiego (jasne koła) – udział poniżej 3,50% (puste koło jako symbol stanowiska) oznacza brak danej skały

Figure 10.6. The distribution of Dalarna and Värmland rocks in glacial deposits of the South-Polish Complex (dark circles) and of the North-Polish Complex (light circles) – share below 3,50% (empty circle as a site symbol) means a lack of the presented erratics in the site

W żwirach skały dalarnańskie występują nieco liczniej niż w glinach – odpowiednio 23,6% wobec 21,1%. To zróżnicowanie może wynikać z dominującej roli odpornych na wietrzenie skał wulkanicznych wśród eratyków przewodnich z tego obszaru. Takie skały nawet wystawione przez bardzo długi okres na działanie intensywnego wietrzenia ulegają stosunkowo niewielkim zmianom i nadal są rozpoznawalne. Na wtórne podwyższenie zawartości dalarnańskich wulkanitów w osadach zalegających na powierzchni oraz w żwirach zwrócił uwagę również Dudziak (1974, 1985). Zarówno w glinach, jak i w żwirach wulkaniczne i subwulkaniczne skały z Dalarny są liczniejsze od swoich plutonicznych odpowiedników. Ta dysproporcja nasila się wraz z wietrzeniem (Czubla, 2001). W zespołach gwałowych, pobranych z na ogół mocno już zwietrzałych osadów glacialnych w Holandii, udział samego porfiru Bredvad może przekraczać 20% (Schuddebeurs, 1980/1981). Do przeciwnego wniosku mogłaby prowadzić interpretacja

badań Górskiej-Zabielskiej (2008), która w lobie Odry stwierdziła większy udział skał z Dalarny w glinach, aniżeli w żwirach – 20,4% wobec 18,3%. Te wyniki trudno jednak uznać za ostateczne ze względu na zbyt małą liczbę krystalicznych eratyków przewodnich rozpoznanych w przebadanych osadach – zwłaszcza w glinach.



Rys. 10.7. Rozmieszczenie skał z Dalarny i Värmlandu w przebadanych osadach glacialnych kompleksu środkowopolskiego – udział poniżej 3,50% (puste koło jako symbol stanowiska) oznacza brak danej skały

Figure 10.7. The distribution of Dalarna and Värmland rocks in glacial deposits of the Middle-Polish Complex – share below 3,50% (empty circle as a site symbol) means a lack of the presented erratics in the site

Najliczniej występującą skałą z Dalarny jest porfir Bredvad, który w przebadanych zespołach głazowych miał udział od 5,8% w glinach kompleksu środkowopolskiego przez 6,1% w kompleksie południowopolskim, aż po 6,9% w glinach vistulianu. Wyrażnie zaznaczyła się również różnica udziału tej skały w glinach (6,2%) oraz żwirach (7,3%). Na obszarze badań Górskiej-Zabielskiej (2008) całkowity udział porfirów Bredvad był znacznie mniejszy od wyznaczonego przez autora, a dysproporcja pomiędzy żwirami i glinami zaznaczyła się dużo bardziej – 2,7% wobec 4,3% i w odwrotnym kierunku, tzn. udział eratyków tej skały był wyższy w glinach. Na Litwie i Łotwie porfiry Bredvad występują w osadach wszystkich zlodowaceń, ale najliczniej w dwóch ostatnich

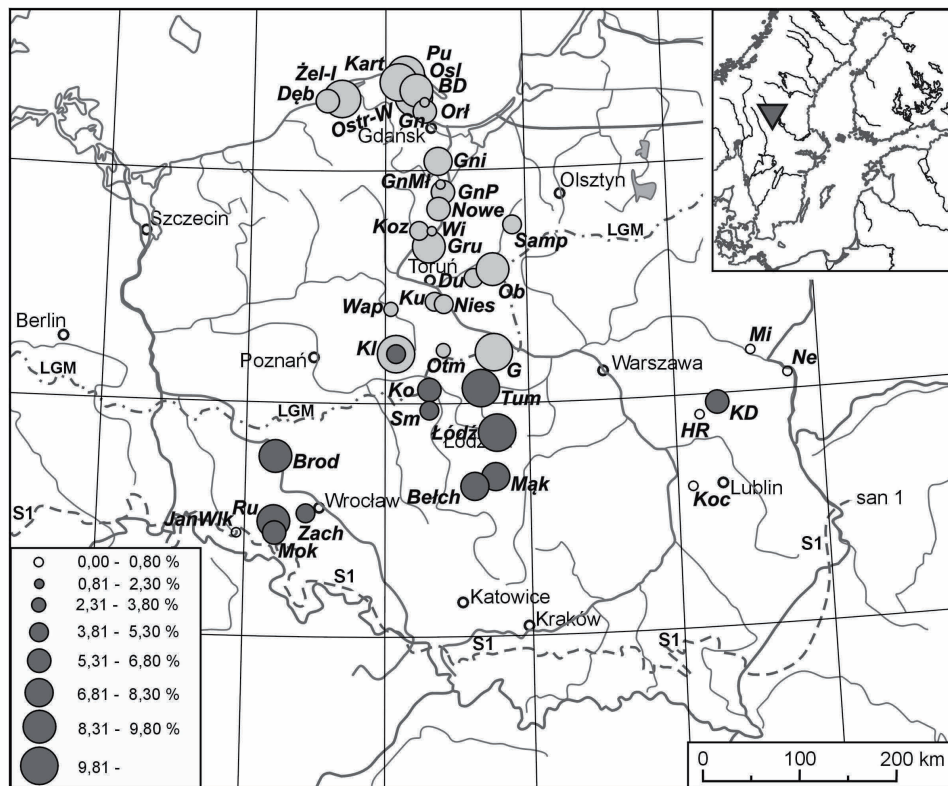
(Tarvydas, 1971d). Bardzo wysoki udział tej skały został stwierdzony w osadach zlodowacenia elstera w zachodnich Czechach – nawet ponad 25% (Víšek i Nývlt, 2006), ale należy tu uwzględnić fakt, że większość prób eratyków analizowanych w Czechach pochodzi z osadów fluwioglacjalnych, które mogą zawierać materiał skalny wstępnie preselekcjonowany przez wietrzenie.

Zróźnicowanie przestrzenne udziału porfirów Bredvad w zespołach gławowych Polski jest niewielkie. Najwyższy udział tej skały w osadach zlodowaceń południowopolskich zaobserwowano w stosunkowo mocno zwietrzałych glinach w Łodzi (10,5%) i w Tumie koło Łęczycy (10,4%). Bardzo wysokie wskaźniki zanotowano również na Dolnym Śląsku: 9,7% w dolnej glinie w Rusku i 8,6% w Brodowicach. Najbogatsze w porfiry Bredvad osady zlodowaceń środkowopolskim występują na północy kraju: w Pucku 14,8% oraz w Wyrzysku 10,3%. W przebadanych osadach obydwu starszych kompleksów glacialnych zauważalny jest spadek ich zawartości w Polsce Wschodniej (rys. 10.8). W osadach vistulianu możliwości interpretacyjne są bardzo ograniczone ze względu na brak danych z północno-wschodniej Polski – Gałazka (2004b) nie zamieścił surowych danych, lecz wyłącznie zestawienia zbiorcze. W łobie Odry udział omawianej skały (4,3%) jest znacznie niższy (Górska-Zabielska, 2008) od stwierdzonego przez autora w łobie wiślanym (6,9%). Maksymalna zawartość porfirów Bredvad została jednak stwierdzona w strefie interlobalnej w stanowisku Żelazo na środkowym Pomorzu – 14,0%. Bardzo wysoki udział rozpoznano również w Ostrowie koło Władysławowa (12,8%) oraz w Gostyninie na zapleczu strefy marginalnej ostatniego zlodowacenia – 12,5%.

Zarówno w glinach, jak i w żwirach Polski porfiry Bredvad były prawie dwukrotnie liczniejsze od porfirów Grönklitt. Podobne proporcje stwierdzone zostały w zachodniej części Czech (Víšek i Nývlt, 2006). Wspomniana przez Tarvydasa (1971d) przewaga liczbową czerwonych porfirów Grönklitt nad szarymi na Litwie i Łotwie, potwierdziła się również w osadach glacialnych Polski.

Sumaryczna zawartość skał z Dalarny i Värmlandu (około 20%) jest stosunkowo mało zróżnicowana na przebadanym obszarze. Zaznacza się jedynie dość wyraźny spadek ich udziału w osadach przedvistuliańskich zlodowaceń w Polsce Wschodniej. Trudny do wyjaśnienia jest fakt, że spadek ten jest zauważalny jedynie w grupie dalarnieńskich wulkanitów (rys. 10.9), podczas gdy udział skał plutonicznych na terenie Polski od Dolnego Śląska aż po Podlasie wydaje się raczej wyrównany. Dość duże zróżnicowanie odsetka środkowoszwedzkich granitoidów zaznacza się w osadach ostatniego zlodowacenia, ale nie sposób dopatrzeć się w nim jakiegokolwiek regularności przestrzennej (rys. 10.10).

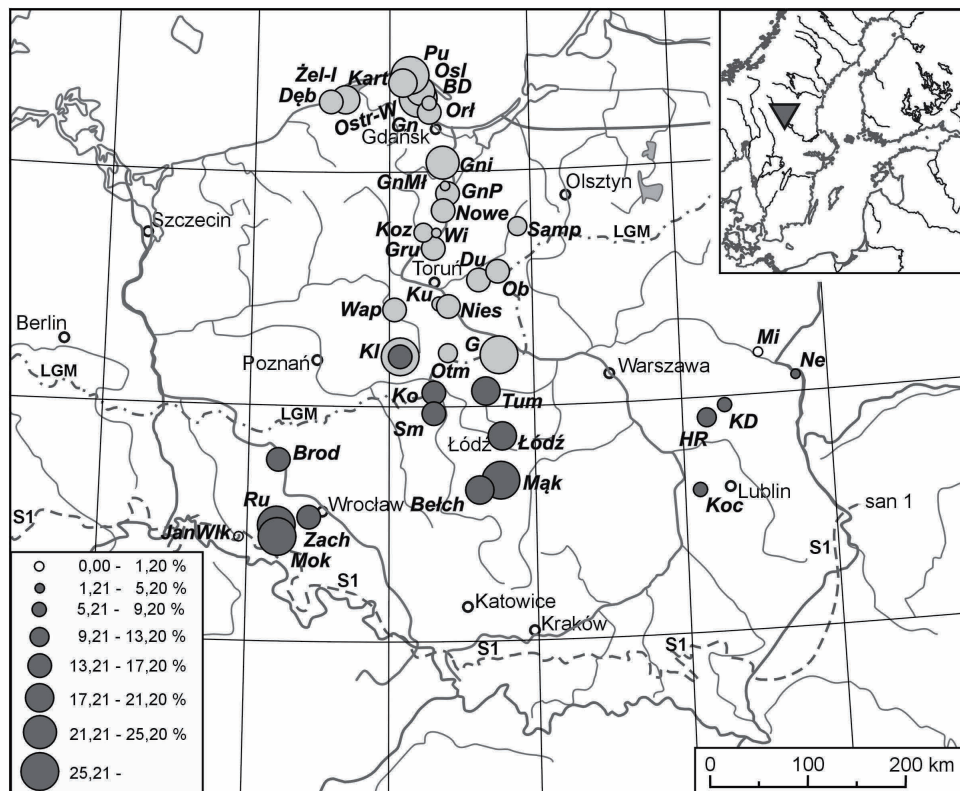
Zadziwiające dane przedstawili Milthers i Milthers (1938), którzy w rejonie Włodawy nad Bugiem stwierdzili obecność w przeanalizowanym zespole aż 59% skał dalarnieńskich i 41% alandzkich, czyli ponad trzykrotnie więcej niż w próbach przebadanych przez autora. Nietypowy skład można w jakiejś części złożyć na karb metodyki poboru prób oraz wykorzystywania tylko wybranych, bardzo nielicznych typów skał przewodnich. Wyniki Milthersów potwierdza jednak znacznie nowsza analiza, w której podano aż 75% udział skał dalarnieńskich po drugiej stronie Bugu w Rostani na Ukrainie (Bogucki i in., 1998).



Rys. 10.8. Rozmieszczenie porfirów Bredvad w przebadanych osadach glacialnych kompleksu południowopolskiego (jasne koła) i północnopolskiego (ciemne koła) – udział poniżej 0,81% (puste koło jako symbol stanowiska) oznacza brak danej skały

Figure 10.8. The distribution of Bredvad porphyry in glacial deposits of the South-Polish Complex (dark circles) and of the North-Polish Complex (light circles) – share below 0,81% (empty circle as a site symbol) means a lack of the presented erratics in the site

Odmienne kształtują się wyniki analiz przeprowadzonych przez Gałązkę (2004b). Co prawda jego dane wskazują zwykle na nieco wyższy udział skał dalarnieńskich w glinach na Podlasiu, aniżeli uzyskany przez autora, ale jest to najczęściej od kilkunastu do dwudziestu kilku procent w zależności od stanowiska, czyli 2–3 razy mniej niż w przytoczonych badaniach Milthersów (*op. cit.*) oraz Boguckiego i in., (*op. cit.*). Przebadane przez Dudziaka (1978) osady glacialne zlodowaceń sanu i odry na przedpolu Karpat różnią się wyraźnie zawartością skał dalarnieńskich. Osady starszego lądolodu są tam stosunkowo ubogie w eratyki z zachodniej Fennoskandii (w tym dalarnieńskie), podczas gdy w glinach odrzańskich ich zawartość jest dużo wyższa i na ogół przekracza 20%. W tym przypadku nie można jednak uznać udziału skał z Dalarny jako różnicującego osady glacialne kolejnych zlodowaceń, ponieważ próby z młodszych glin pobierane były tylko w zachodniej części przedpola Karpat, a ze starszych na wschodzie. Nie sposób



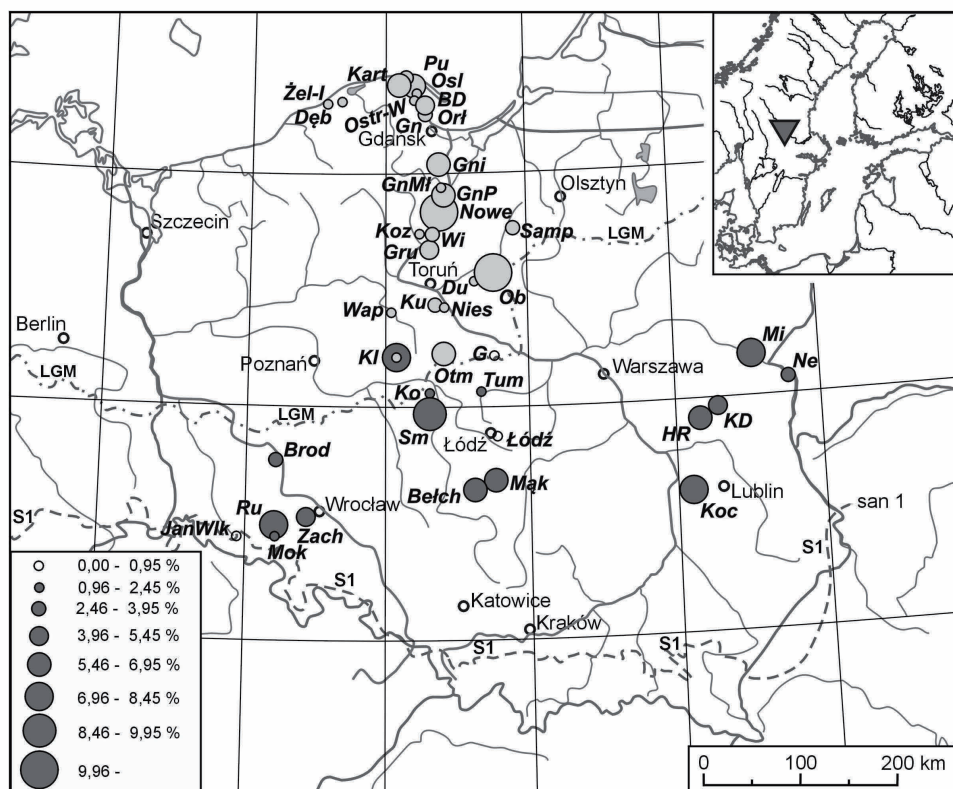
Rys. 10.9. Rozmieszczenie skał wulkanicznych z Dalarny i Värmlandu w przebadanych osadach glacialnych kompleksu południowopolskiego (ciemne koła) i północnopolskiego (jasne koła) – udział poniżej 1,21% (puste koło jako symbol stanowiska) oznacza brak danej skały

Figure 10.9. The distribution of Dalarna and Värmland volcanic rocks in glacial deposits of the South-Polish Complex (dark circles) and of the North-Polish Complex (light circles) – share below 1,21% (empty circle as a site symbol) means a lack of the presented erratics in the site

zatem ocenić, na ile ta różnica jest wynikiem przestrzennego, a na ile wiekowego zróżnicowania składu materiału morenowego. Badania przeprowadzone w Kotlinie Kłodzkiej wykazały również dość wysoki, bo ponad 30% udział eratyków dalarnieńskich w osadach przypisywanych zlodowaceniowi środkowopolskiemu (Konieczny i Wdowiak, 1971), co byłoby zgodne z przytoczonymi powyżej rezultatami analiz Dudziaka. W niektórych stanowiskach osadów zlodowacenia elstery, położonych w zachodnich Czechach odsetek skał z Dalarny przewyższa nawet 40%¹² (Višek i Nývlt, 2006). Trudno włączyć do prezentowanego zestawienia dane Astapovej, ponieważ potraktowała skały dalarnieńskie razem z upplandzkimi. Nawet jednak ta sumaryczna wartość w przygranicznych obwodach Białorusi wynosi zaledwie kilkanaście procent i szybko maleje wraz

¹² Obliczenia własne w oparciu o surowe dane zamieszczone przez cytowanych autorów.

z przesuwaniem się na wschód, by w okolicach Mińska spaść do ok. 1–3% (Astapova, 1987). Wyniki analiz gławowych prowadzonych na dużą skalę w Niemczech prezentowane są najczęściej już w postaci gotowego wyniku, tj. teoretycznego ośrodka gławowego (np. Lüttig, 2005). Brak danych wyjściowych nie pozwala w takim przypadku precyzyjnie ocenić udziału poszczególnych regionów Fennoskandii w zasilaniu lądolodu w materiał morenowy. Przedstawione w niektórych publikacjach mapy kołowe (Hoffmann i Meyer, 1997, 1999) lub spisy oznaczonych eratyków (Meyer, 1983) pozwalają jednak uznać udział skał dalarnieńskich w zespołach gławowych Niemiec za stosunkowo wysoki i porównywalny z przytoczonymi danymi z Polski Zachodniej. W holenderskich zespołach gławowych skały środkowoszwedzkie reprezentowane są niemal wyłącznie przez różne wulkanity. Granitoidy z omawianego regionu występują tam co najwyżej w postaci pojedynczych klastów (Schuddebeurs, 1980/1981).



Rys. 10.10. Rozmieszczenie skał plutonicznych z Dalarny i Värmlandu w przebadanych osadach glacialnych kompleksu południowopolskiego (ciemne koła) i północnopolskiego (jasne koła) – udział poniżej 0,96% (puste koło jako symbol stanowiska) oznacza brak danej skały

Figure 10.10. The distribution of Dalarna and Värmland plutonic rocks in glacial deposits of the South-Polish Complex (dark circles) and of the North-Polish Complex (light circles) – share below 0,96% (empty circle as a site symbol) means a lack of the presented erratics in the site

Udział skał środkowoszwedzkich w osadach vistulianu lobu wiślanego i w jego najbliższym sąsiedztwie (21,0%) okazał się niemal identyczny ze stwierdzonym przez Górską-Zabielską (2008) w glinach lobu odrzańskiego – 20,4%. Podobne wartości prezentuje również Gałązka (2004b), ale rozбивa je na trzy wyróżniane gliny zlodowacenia wiśły, w których w kolejności od najstarszej omawiane skały stanowią 32,3%, 21,8% i 16,8%. Dane Górskiej (2000) z Wielkopolski okazały się znacznie wyższe od uzyskanych przez tę samą autorkę w lobie odrzańskim. W skrajnym przypadku w glinie leszczyńskiej we Włoszakowicach zidentyfikowała aż 70% eratyków z Dalarna, podczas gdy w również leszczyńskiej glinie w Ujściu tylko 24%. Na Wysoczyźnie Lubuskiej eratyki dalarneńskie stanowią najczęściej od 12 do 25% zespołów eratyków opisanych w glinach ostatniego zlodowacenia (Lipka, 2011). Wśród dużych głazów z różnych regionów Polski przeanalizowanych przez Dudziaka (1970) nie udało się zidentyfikować żadnej skały z Dalarna, a skały szwedzkie występowały rzadko.

Wysoka zawartość eratyków dalarneńskich, notowana w niemal wszystkich osadach plejstoceńskich Polski, a także na obszarze pozostałych krajów położonych na południe od Bałtyku (m.in. Tarvydas, 1971d; Meyer, 1983), jest sprzeczna z modelami dynamiki lądolodu fennoskandzkiego, które w najbliższym sąsiedztwie Dalarny lokują linię podziału lodu (np. Donner, 1989; Kleman i Stroeven, 1997 – patrz rys. 10.2). Powolne tempo ruchu lodu w najbliższym sąsiedztwie lododziału (Donner, 1989; Bennett i Glasser, 2009) powinno uniemożliwić jednoetapowy transport skał dalarneńskich na obszar Niżu Środkowoeuropejskiego oraz znacznie ograniczyć transport wieloetapowy. Wyniki badań eratyków wskazują zatem na potrzebę rewizji istniejących modeli termodynamicznych lądolodu.

10.5. Uppland i Södermanland – środkowo-wschodnia Szwecja

Środkowo-wschodnia Szwecja stanowi obszar źródłowy znajdujących na Niżu Środkowoeuropejskim granitoidów sztokholmskiego (fot. 10.21), Sala (fot. 10.22), Uppsala (fot. 10.23), Vänge (fot. 10.24), Arnö, czerwonego i brunatnego granitu Graversfors oraz porfiru Mälar. Traktowanie tych skał jako eratyków przewodnich nie budzi poważniejszych wątpliwości (Hesemann, 1975; Meyer, 1983; Smed, 1994, 2002; Zandstra, 1999; Gałązka, 2004b; Czubla i in., 2006). Wyjątek stanowią granity sztokholmskie i Uppsala. Korn (1927) informuje o wychodniach skał bardzo podobnych do granitów sztokholmskich, odsłaniających się na zachodnim wybrzeżu Szwecji w Bohuslän, pomiędzy Strömstad i Göteborgiem, a także wspomina o licznych żyłach podobnych mikrogranitów, występujących w środkowej Szwecji. Schuddebeurs (1980/1981) dodaje do tego wychodnie na Wyspach Alandzkich i w Laponii. O ile Laponia i Bohuslän znalazły się poza szlakami migracji lodu w kierunku Polski, to Wyspy Alandzkie i środkowa Szwecja z całą pewnością były źródłem materiału skalnego przywleczonego na obszar naszego kraju i to w znacznych ilościach. Oszacowanie wpływu tych wychodni na skład zespołów głazowych w Polsce wymagałoby szczegółowej analizy powierzchni odsłonięć w stosunku do zajmowanej przez typowe granity sztokholmskie oraz ścisłego określenia dynamiki lądolodu fennoskandzkiego i jej czasowej zmienności, co na obecnym etapie badań